АКАДЕМИЯ НАУК СССР

А. Л. ЮРЕВИЧ

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АКЧАГЫЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛХАНСКОГО РАЙОНА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

A. L. YUREVICH

MATERIAL COMPOSITION AND FORMATION CONDITIONS OF AKCHAGIL DEPOSITS IN PREBALKHAN REGION OF SOUTH-WESTERN TURKMENIA

Transactions, vol. 164

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1966

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. Л. ЮРЕВИЧ

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АКЧАГЫЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛХАНСКОГО РАЙОНА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

Труды, вып. 164

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1966

УДК 552.5 + 551.8(575.4)

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:
академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
К. И. Кузнецова, академик *В. В. Меннер*, *П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
П. П. Тимофеев

EDITORIAL BOARD:
academician *A. V. Peive* (Chief Editor),
K. I. Kuznetzova, academician *V. V. Menner*, *P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR
P. P. Timofeev

ПРЕДИСЛОВИЕ

На территории Туркмении сконцентрированы значительные запасы нефти и газа, приуроченные к различным стратиграфическим комплексам. Содержат крупные месторождения этих полезных ископаемых и акчагыльские отложения Прибалханского района. Благодаря проведению поисковых. разведочных и эксплуатационных работ на нефть и газ, в настоящее время собраны новые данные, уточняющие строение акчагыльских отложений Прибалханского района. Однако из-за бедности фаунистическими остатками и отсутствия выдержанных маркирующих горизонтов расчленение и сопоставление их разрезов в ряде случаев все еще связано со значительными трудностями.

Настоящая работа была начата в Институте геологии Академии наук Туркменской ССР в 1954 г. Первоначально в задачи работы входило помимо изучения общей петрографической характеристики акчагыльских отложений Прибалханского района выявление минералогических коррелятивов, позволяющих сопоставлять их разрезы. После перехода автора в Геологический институт Академии наук СССР, в связи с общей тематикой института, задачи работы были расширены. Изучение акчагыльских отложений Прибалханского района с использованием новейших методов исследований должно было содействовать решению общих вопросов, определяющих закономерности осадконакопления, выявлению факторов, контролирующих минералогический состав пород на различных стадиях их образования (влияние фациальных обстановок, диагенетических, эпигенетических и прочих процессов и т. д.). Обработка материала проводилась под руководством П. П. Тимофеева.

Район работ ограничен на западе берегом Каспийского моря, на севере — южным склоном Куба-Дага и Большого Балхана, на востоке — западными отрогами Западного Копет-Дага; на юге его граница проводится условно по широте грязевого вулкана Гогрань-Даг. Административно район работ расположен в пределах западной части Ашхабадской области Туркменской ССР.

Основным объектом изучения служили естественные обнажения отложений акчагыльского яруса во всех пунктах Прибалханского района, где эти отложения выходят на дневную поверхность — на Челекене, Монжуклы, Боя-Даге и Сыртланли. На каждой из перечисленных площадей было изучено несколько разрезов. Для суждения о соотношении акчагыльских

отложений с подстилающими и покрывающими изучались также верхняя часть красноцветной толщи и нижняя часть разреза апшеронского яруса. Из этих разрезов были выбраны наиболее характерные, по которым проводилось сопоставление акчагыльских отложений. Кроме того, были изучены разрезы по скважинам на Небит-Даге, Кум-Даге и п-ове Дарджа. Собранные при полевых работах образцы пород были подвергнуты лабораторным исследованиям с целью выяснения их гранулометрического, минералогического и химического состава.

Автор приносит искреннюю благодарность своему научному руководителю П. П. Тимофееву и выражает признательность А. Г. Коссовской, А. Д. Султанову, А. А. Али-заде, В. А. Дрицу за консультации в процессе работы.

Глава I

КРАТКИЙ ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ АКЧАГЫЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛХАНСКОГО РАЙОНА

Многочисленные выходы нефти и месторождения озокерита Прибалханского района с давних пор привлекали внимание исследователей. Однако до начала XX в. эта территория исследовалась эпизодически, главным образом географами, маршруты которых, как правило, располагались в западной части района, вдоль берега Каспийского моря; площадные исследования не проводились.

Собственно геологические исследования в Прибалханском районе начались в начале XX в. Историю геологического изучения этого района можно подразделить на четыре периода. Не ставя перед собой задачи дать исчерпывающее описание истории геологического изучения Прибалханского района, мы коснемся главным образом лишь основных работ, в которых рассматриваются вопросы литологии и условий образования акчагыльских отложений.

Первый период (до начала XX в.). Как уже отмечалось, исследования этого времени носили рекогносцировочный характер и мало что дали для познания геологического строения Прибалханского района — они имеют скорее исторический интерес; их характеристика в детальном виде приводится Л. С. Бергом (1929а), что освобождает нас от ее изложения.

Второй период (от начала XX в. до 1917 г.). Интенсивная разработка нефтяных залежей Челекена обусловила необходимость изучения геологического строения как этой структуры, так и некоторых других, перспективных в отношении нефтеносности.

Впервые присутствие акчагыльских отложений в Прибалханском районе было установлено на Челекене А. П. Ивановым (1901а,б; 1903), давшим им наименование «рыбных слоев». Этим же исследователем в разрезе складки были выделены отложения бакинского, апшеронского, акчагыльского ярусов и красноцветной толщи. Стратиграфическая схема А. П. Иванова впоследствии явилась основой для подразделения плиоценовых отложений других площадей Прибалханского района.

В 1907—1909 гг. В. Н. Вебер и К. П. Калицкий (1911) проводили геологическую съемку Челекена в масштабе 1 : 21000. В опубликованном отчете они помимо описания отдельных разрезов дали сводную характеристику отложений акчагыльского яруса («рыбных слоев»). Акчагыльские отложения представлены светло-серыми иловатыми мергелями различных оттенков, очень нежными на ощупь. Мергели обладают хорошо выраженной сланцеватостью, распадаясь на тонкие пластины. С сланцеватыми мергелями чередуются более плотные, цвет таких мергелей обыкновенно несколько темнее. В породах яруса этими исследователями были выделены два характерных горизонта: в первом из них среди мергелей имеются три прослоя вулканических пеплов, обозначенные индексами «a_1», «a_2» и «a_3»

и залегающие в нижней части разреза, а второй горизонт, представленный слоем черных неизвестковистых глин мощностью 1—2 *м* и обозначенный индексом «в», располагается в верхней части разреза. Для акчагыльских отложений Челекена, по их мнению, весьма характерно присутствие позвонков рыб довольно крупных размеров, встречающихся в большом количестве на выходах между прослоями вулканического пепла; вместе с рыбными позвонками встречаются, но уже не так часто обломки птичьих костей и кости млекопитающих. В. Н. Вебером и К. П. Калицким отмечено также присутствие в верхней части разреза акчагыльских отложений растительных остатков в виде ветвей и корявых стволов; кроме того, были обнаружены раковины гастропод плохой сохранности, определить которые не удалось. Верхняя граница отложений акчагыльского яруса проводилась В. Н. Вебером и К. П. Калицким выше горизонта «в», по подошве горизонта «с», а максимальная мощность определялась немногим более 100 *м* (50 саж.). Между отложениями акчагыльского и апшеронского ярусов ими было констатировано небольшое несогласие. Отмеченное А. П. Ивановым несогласное залегание акчагыльских отложений на породах красноцветной толщи В. Н. Вебер и К. П. Калицкий не установили.

В 1913 г. А. П. Герасимов опубликовал статью с изложением результатов изучения нескольких образцов акчагыльских и нижнеапшеронских вулканических пеплов (пепловых туфов) Челекена, переданных ему К. П. Калицким. По его данным, основную часть пеплов составляет вулканическое стекло; кроме того, в очень малых количествах присутствует ряд других минералов. Никакой закономерности в составе пеплов, по мнению А. П. Герасимова, не наблюдается.

В 1914 г. К. П. Калицкий (1914в) провел геологическую съемку Небит-дагской складки. В разрезе отложений, слагающих ее, он выделил осадки апшеронского и бакинского ярусов и более молодые четвертичные отложения. Посетив в том же году Монжуклы и Боя-Даг, К. П. Калицкий (1914а, б) отнес весь разрез плиоценовых отложений этих складок к апшеронскому ярусу.

Перечисленными работами исчерпывается список трудов, опубликованных в дореволюционное время и содержащих сведения об отложениях акчагыльского яруса Прибалханского района.

Третий период (1917—1945 гг.). После установления Советской власти в Туркмении, в результате геологического и гидрогеологического изучения территории республики и проведения поисково-разведочных работ на нефть и другие полезные ископаемые были выявлены новые площади распространения акчагыльских отложений в Прибалханском районе.

В 1930 г. С. А. Ковалевский (1930) на основании находок акчагыльской рыбы установил наличие пород этого возраста на Монжуклы. В том же году В. Б. Порфирьев (1932), проводя геологическую съемку, установил присутствие акчагыльских отложений на Боя-Даге и Сыртланли. К этому возрасту им была отнесена толща глин мощностью около 30 *м*, которая по современным представлениям залегает в самом основании разреза отложений акчагыльского яруса, составляя лишь незначительную их часть. По данным Ю. А. Косыгина (1932), акчагыльские отложения были вскрыты в скважинах на Небит-Даге.

В этот период проводилась геологическая съемка и изучение разрезов ряда антиклинальных складок Прибалханского района (работы В. А. Кирова, Б. М. Трусова, С. С. Месропяна, Г. К. Орьева, А. И. Смолко, М. Э. Эсенова, В. Б. Лермана и др.). В результате этих работ были предложены различные схемы расчленения акчагыльских отложений. Однако они отличались схематичностью, не были обоснованы фаунистически и, как следствие, по-разному определяли общий объем отложений. Из этих схем следует отметить работы Б. М. Трусова и С. С. Месропяна по Небит-Дагу и Г. К. Орьева по восточной части Прибалханского района, в которых были заложены

основные элементы деления акчагыльских отложений района на пять пачек.

Б. М. Трусов и С. С. Месропян в 1934 г. (Киров, 1937) расчленили акчагыльские отложения Центрального Небит-Дага на шесть горизонтов (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Горизонт черных глин	3
2. Первый глинистый горизонт. Серые, в кровле розоватые песчанистые глины с частыми прослойками мелкозернистого глинистого песка	20
3. Первый песчанистый горизонт. Мелко- и тонкозернистые сильно глинистые пески серого, нередко серовато-розового цвета, с частыми прослоями небольшой мощности светло- и темно-серой песчанистой глины	20
4. Второй глинистый горизонт. Серые вязкие глины; к подошве горизонта глины становятся песчанистыми и в них появляются прослои глинистых песков	20
5. Второй песчанистый горизонт. Серые мелкозернистые пески с прослоями такого же песчаника и серой глины	40
6. Горизонт цветных глин. Частое чередование серых, зеленых, красных и другого цвета глин. Глины слоистые, нередко песчанистые с налетами серого тонкозернистого песка по плоскостям напластования	80—90

Суммарная мощность отложений акчагыльского яруса составляет немногим менее 200 *м*.

Схема подразделения акчагыльских отложений Центрального Небит-Дага Б. М. Трусова и С. С. Месропяна с некоторыми исправлениями — отнесением горизонта черных глин и верхней части первого глинистого горизонта к апшеронскому ярусу, уточнением мощностей горизонтов и изменением их названий — остается правильной до настоящего времени.

В 1934—1935 гг. Г. К. Орьев, проводя геологическую съемку Перевало-Айдинской гряды, расчленил акчагыльские отложения на пять горизонтов, сопоставив их с горизонтами, выделенными Б. М. Трусовым и С. С. Месропяном в разрезе Небит-Дага. Это дало основание Г. К. Орьеву считать, что на всей территории восточной части Прибалханского района акчагыльские отложения расчленяются на пять горизонтов (сверху вниз): 1-й глинистый, мощностью 50—145 *м*; 1-й песчанистый, мощностью 25—200 *м*; 2-й глинистый, мощностью 20—70 *м*; 2-й песчанистый, мощностью 65—230 *м*; горизонт цветных глин (мощность не указана). К сожалению, Г. К. Орьев не показал, какие части разрезов отдельных площадей соответствуют выделенным горизонтам и где располагается на этих площадях верхняя граница акчагыльских отложений. Это сильно обесценивает его работу, и в настоящее время она представляет скорее исторический интерес.

К этому же периоду относится и начало минералого-петрографического изучения акчагыльских отложений. В 1933 г. В. Т. Малышек (1934) определил минералогический состав нескольких образцов из акчагыльских отложений Небит-Дага.

В 1937—1938 гг. М. Н. Мустафабейли изучил петрографический состав образцов пород из естественных обнажений третичных и четвертичных отложений Монжуклы, Боя-Дага, Сыртланли и Малого Балхана, отобранных А. И. Смолко, который в то время относил к акчагыльскому ярусу на перечисленных площадях лишь часть разреза этих отложений в современном представлении. В результате своих исследований М. Н. Мустафабейли пришел к выводу, что при корреляции разрезов основную роль играет структура (гранулометрия) осадков, а их минералогический состав ввиду однообразия особой ценности не имеет.

В. А. Атанасян, занимавшийся петрографическим изучением плиоценовых и четвертичных пород Челекена, пришел к заключению, что все породы складки от акчагыльских до древнекаспийских включительно сложены однообразным комплексом минералов.

Четвертый период (от 1945 г. до настоящего времени). Широкий разворот поисковых и разведочных работ на нефть в послевоенные годы

обусловил усиленное изучение геологического строения Западной Туркмении. В это время производились детальные инструментальные геологические съемки складок Прибалханского района, в ходе которых уточнялись представления о распределении акчагыльских отложений, их составе, мощности, фауне, условиях залегания и т. д. (работа С. И. Зеленского, А. С. Архипченко, С. Н. Колядного, М. К. Мирзаханова и др.). В течение этого периода было установлено, что отложения акчагыльского яруса распространены на всей территории Прибалханского района.

Большая работа по изучению акчагыльских отложений нефтяных и разведочных площадей Прибалханского района, по данным глубокого бурения, проведена геологами «Туркменнефти» — В. В. Денисевичем, К. К. Бабенко, М. Н. Алифаном, И. И. Цукановым, в течение многих лет возглавляющих нефтяную геологическую службу Туркмении, а также работниками Туркменского филиала Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского института — А. Я. Гавриловым, Л. П. Марковой, Л. Я. Шварцем, Т. В. Шварц и др.

В этот период акчагыльские отложения Туркмении, в том числе и Прибалханского района, становятся отдельным объектом исследования А. В. Данова, А. А. Али-заде, А. И. Смолко.

А. В. Данов (1950) выделил в составе акчагыльских отложений Прибалханского района, как и на остальной территории Туркмении, три горизонта: $АК_1$ — нижний акчагыл (или дехистанский горизонт), $АК_2$ — средний акчагыл (или копетдагский горизонт), $АК_3$ — верхний акчагыл (или гяурлинский горизонт). Ввиду бедности фауной границы между этими горизонтами (подъярусами) в Прибалханском районе проводятся А. В. Дановым по размывам в основании двух глинисто-песчаных пачек. Он допускал возможность существования перерыва перед накоплением апшеронских отложений, во время которого денудацией была уничтожена какая-то часть акчагыльских пород. Верхняя граница акчагыльских отложений в Прибалханском районе проводилась им либо по размывам, либо на основании других косвенных признаков.

В 1949 г. Г. И. Поповым (1956) при исследовании апшеронских отложений, наконец, была установлена фаунистически обоснованная верхняя граница акчагыла на Монжуклы.

С 1949 г. изучением акчагыльских отложений Туркмении начал заниматься А. А. Али-заде, изложивший результаты многолетних исследований в монографии «Акчагыл Туркменистана» (1961). Им по сути дела впервые было обращено серьезное внимание на фаунистическое обоснование возраста акчагыльских отложений восточной части Прибалханского района. Было установлено, что фауна пелеципод в этих отложениях в Прибалханском районе представлена угнетенными формами ограниченного количества видов и что в распределении ее в разрезе (как и фауны рыб и насекомых) наблюдается определенная закономерность — она приурочена к пачкам зеленовато-серых и серых тонкослоистых глин, тогда как бурые и красно-бурые глины микрофауны не содержат; объяснения этой закономерности А. А. Али-заде не дал. Верхнюю границу акчагыльских отложений А. А. Али-заде проводил на основании исчезновения акчагыльской фауны моллюсков, что привело к неправильному определению ее положения на Боя-Даге и Сыртланли, в результате чего мощность этих отложений на указанных складках оказалась сильно заниженной.

А. И. Смолко в 1949—1950 гг. установил, что акчагыльские отложения восточной части Прибалханского района расчленяются на пять литологических пачек (снизу вверх): I — глинистую, II — песчано-глинистую, III — глинистую, IV — песчано-глинистую, V — глинистую. Эти пачки были прослежены им как в пределах Прибалханского района (Монжуклы, Боя-Даг, Сыртланли), так и на Малом Балхане и в Западном Копет-Даге (Даната). А. И. Смолко высказал предположение, что отложение песчано-

глинистых пачек (II и IV) происходило во время выдвижения в Прибалханский район авандельты (подводной дельты) древней реки — Пра-Аму-Дарьи, впадавшей с востока в акчагыльское море. Однако это предположение не получило развития в работах последующих исследователей.

В послевоенное время продолжалось изучение минералогического состава акчагыльских отложений Прибалханского района.

Г. Ю. Фукс-Романова в 1950 г., исследовав собранные А. А. Али-заде образцы из красноцветной толщи и акчагыльского яруса Монжуклы, Боя-Дага и Сыртланли, пришла к выводу об отсутствии отличий в минералогическом составе этих отложений.

В течение нескольких лет петрографическим изучением акчагыльских отложений Прибалханского района занимался Д. Г. Лях (1957, 1961 а, б, 1963), подразделивший их по ряду литологических и минералогических признаков на три горизонта. Однако приводимые им коррелятивы для этих горизонтов очень нечеткие и не выдерживаются на площади. К тому же Д. Г. Ляхом была принята стратиграфическая схема А. А. Али-заде, согласно которой на ряде складок к акчагылу отнесена лишь часть разреза отложений этого возраста; поэтому выделенные Д. Г. Ляхом горизонты соответствуют разным частям разреза акчагыльских отложений.

Сведения о минералогическом составе отложений акчагыльского яруса имеются в работах С. Аманова (1961, 1964) и К. Тегелекова (1959, 1960). Этими исследователями акчагыльские отложения Кум-Дага по минералогическим признакам были подразделены на два (С. Аманов) и три (К. Тегелеков) горизонта. Кроме того, С. Амановым был изучен минералогический состав приконтактовых частей отложений акчагыльского яруса и красноцветной толщи ряда складок Прибалханского района.

Следует отметить, что все перечисленные исследователи занимались изучением минералогического состава только крупных фракций пород акчагыльского яруса. Лишь Д. Г. Ляхом (1963) приведены краткие сведения о составе глинистых минералов отложений этого возраста (по данным окрашивания органическими красителями, термическому и электронно-микроскопическому анализам).

В 1956 г. А. А. Али-заде и М. А. Ротко опубликовали работу, в которой приводятся результаты изучения плиоценовых пепловых туфов (вулканических пеплов) из различных районов Туркмении, в том числе акчагыльских Челекена, Монжуклы, Боя-Дага и Сыртланли (по одному образцу из каждого разреза). В результате их исследований сведения о минералогическом составе акчагыльских пепловых туфов значительно расширились, но ряд вопросов остался неясным. В частности, остались неясными причины очень сильных колебаний содержания многих терригенных минералов в различных прослоях пепловых туфов. Не выясненным остался также состав минералов тонких фракций.

Таким образом, в результате многолетних исследований в Прибалханском районе были установлены области распространения отложений акчагыльского яруса, характер заключенной в них фауны и более или менее их литологический и минералогический состав, объем на различных площадях. Однако многие вопросы — фациальный состав отложений, закономерности изменения этого состава, особенности минералогии и литологии, закономерности формирования минерального состава пород и другие — остались невыясненными.

Глава II

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРИБАЛХАНСКОГО РАЙОНА

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Прибалханский район расположен в северной части Западно-Туркменской низменности, представляющей обширную равнину, наклоненную с севера и востока (от Большого Балхана и Копет-Дага) на юго-запад и запад, в сторону Каспийского моря. Низменная равнина покрыта слабо дислоцированным плащом четвертичных отложений, скрывающим строение более глубоких частей разреза. На ее фоне выделяется ряд возвышенностей, соответствующих размытым сводам антиклиналей, в пределах которых обнажаются породы плиоцена и постплиоцена. Более древние отложения обнажены в обрамляющих низменность горных сооружениях — Куба-Даге, Большом Балхане и Копет-Даге.

Доплиоценовые отложения

Юрские отложения представлены карбонатными, песчано-глинистыми и красноцветными породами на Куба-Даге, песчаниками, сланцами и карбонатными породами на Большом Балхане. На Куба-Даге вскрываются только верхнеюрские отложения видимой мощностью до 600 *м*. На Большом Балхане выделяются лейас, доггер, представленные терригенными породами видимой мощностью до 3000 *м* и мальм — песчаные породы внизу, карбонатные — вверху; их мощность достигает 600 *м*. В Центральном Копет-Даге обнажаются карбонатные породы и гипсы видимой мощностью до 2000 *м*, принадлежащие к самым верхам юры. На Куба-Даге и Большом Балхане между юрой и мелом наблюдается перерыв, а в Копет-Даге переход между ними постепенный. На Малом Балхане юрские отложения не вскрыты.

В пределах Прибалханского района к юрской системе М. К. Мирзахановым, В. В. Полишко и Э. И. Птушкиным (1962) условно отнесены встреченные при бурении в прибрежной части полуострова Дарджа массивные доломитизированные известняки вскрытой мощностью 2,5 *м*, напоминающие оксфорд-киммериджские Большого Балхана.

Нижнемеловые отложения представлены на Куба-Даге песчано-глинистыми породами с незначительным количеством карбонатных. На Большом Балхане, Малом Балхане и Копет-Даге нижний мел представлен двумя толщами: неокомской карбонатной и апт-альбской песчано-глинистой. Мощность отложений нижнего мела возрастает с северо-запада на юго-восток от 600—700 *м* (Куба-Даг) до 3000—4000 *м* (Копет-Даг).

Верхнемеловые отложения на Куба-Даге выделяются предположительно; сложены они преимущественно карбонатными породами с подчиненным количеством терригенных и имеют мощность до 250 *м*. На Большом Балхане, Малом Балхане и Копет-Даге верхнемеловые отложения

представлены преимущественно песчано-глинистыми породами с небольшим количеством карбонатных, причем количество последних убывает от Большого Балхана к Копет-Дагу. Мощность верхнемеловых пород на Большом Балхане около 500 *м*, а на Копет-Даге — до 1700 *м*.

В Прибалханском районе к меловому возрасту условно отнесены встреченные при бурении в прибрежной части полуострова Дарджа массивные известняки белого, серого, темно-зеленого цвета вскрытой мощностью 14 *м*, по внешнему виду близкие к породам валанжина и готерива Большого Балхана (Мирзаханов и др., 1962).

В районе Красноводска (массивы Шах-Адам, Карадаг; о. Дагада) и на Большом Балхане имеются незначительные по площади выходы магматических пород палеозойского и мезозойского возраста, среди которых выделяются как интрузивные, так и эффузивные, а также жильные разности (Прилуцкий, 1965). Среди интрузивных пород встречены: биотитовые гранито-гнейсы, роговообманковые габбро, биотитовые граниты и их жильные аналоги, пироксеновые и кварцево-роговообманково-пироксеновые диориты, гранит-порфиры и лейкократовые аплитовидные граниты (аляскиты). Эффузивные породы представлены кварцевыми порфирами и их туфами, риолитовыми порфирами, авгитовыми порфиритами и их туфами и туфобрекчиями, кварцево-андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Среди жильных пород, помимо отмеченных выше жильных аналогов биотитовых гранитов, встречены кварц-порфировые жилы, а также плагиоклазовые порфириты, диабазовые порфириты и диоритовые порфириты.

Согласно геофизическим данным, между Кара-Дагом (п-ов Уфра) и выходом магматических пород на Большом Балхане на небольшой глубине залегает ряд интрузий, вытянутых в широтном направлении; вероятно, одна из таких интрузий обнажена на о. Дагада.

В скважине, расположенной в северной части п-ова Дарджа, на глубине 455 *м* вскрыты изверженные породы, визуально схожие с развитыми на Большом Балхане в пределах гранитного выхода Карайман (Мирзаханов и др., 1962).

Палеоген повсеместно представлен преимущественно глинистыми породами. Их мощность на Куба-Даге до 300 *м*, Большом Балхане — до 400 *м*, Малом Балхане — до 500 *м*, Копет-даге — до 2000 *м*. Верхи палеогена на Большом Балхане, Малом Балхане и южной части Центрального Копет-Дага отсутствуют.

Неоген на Куба-Даге и Большом Балхане представлен ракушняками, конгломератами, песчано-глинистыми мелководными отложениями и имеет мощность 250—300 *м*. На Малом Балхане и Копет-Даге неоген сложен песчано-глинистыми породами, гравелитами и конгломератами общей мощностью до 1200 *м*.

В пределах горного обрамления распространены отложения миоцена и плиоцена. Отложения миоцена на Копет-Даге и Красноводском плато представлены в основном терригенными породами, среди которых встречаются гипсоносные пачки.

Широким распространением пользуются в Западном Туркменистане плиоценовые отложения. Понтические породы встречены лишь в самой нижней части вскрытого скважинами разреза в Прибалханском районе. Очень распространен в Западном Туркменистане комплекс глинисто-песчаных отложений, который в пределах Прибалханского района носит название красноцветной толщи и имеет среднеплиоценовый возраст; в Западном Копет-Даге этот комплекс отложений, по-видимому, образовывался в более широком интервале времени. Красноцветная толща перекрывается отложениями верхнего плиоцена. Все эти отложения, как и покрывающие их постплиоценовые, состоят из песчано-глинистых пород различного генезиса.

В пределах собственно Прибалханского района наиболее древними отложениями, выходящими на дневную поверхность, являются породы красноцветной толщи, обнажающиеся в сводах ряда складок. Более древние отложения вскрыты скважинами глубокого бурения.

Плиоценовые отложения

Понтический ярус

На Челекене, Небит-Даге, Кум-Даге и Боя-Даге в ряде глубоких скважин вскрыты отложения, отличающиеся по литологическому составу и электрокаротажной характеристике от залегающей выше красноцветной толщи. В 1954 г. на Боя-Даге Л. П. Марковой (Бабенко и Маркова, 1958) и Д. А. Агаларовой (Агаларова и Али-заде, 1955) на основании изучения микрофауны была установлена их принадлежность к понтическому ярусу. Несколько позже наличие фаунистически охарактеризованных отложений понтического яруса было установлено Л. П. Марковой и на Кум-Даге. Понтическая фауна обнаружена в кернах на глубине 100 *м* от подошвы отложений красноцветной толщи на Кум-Даге и на глубине 500 *м* на Боя-Даге. Таким образом, мощность отложений понтического яруса в пределах некоторых складок восточной части Прибалханского района превышает 500 *м*. По данным М. К. Мирзаханова (личное сообщение), понтические отложения вскрыты скважиной, расположенной в сводовой части Сыртланлинской складки, на глубине около 500 *м*.

Представлены отложения понтического яруса на Боя-Даге, Кум-Даге и Небит-Даге глинами различной окраски (темно-серыми, буровато-серыми, зеленовато-серыми, темно- и светло-коричневыми) с прослоями серого песка и пластами глиняных брекчий (Бабенко и Маркова, 1958).

Возраст отложений, подстилающих красноцветную толщу, на Челекене не установлен из-за отсутствия в них фауны. На западе Челекена эта часть разреза сложена светло-серыми и буро-серыми тонкослоистыми песками и песчаниками, серыми с голубоватым оттенком тонкослоистыми аргиллитоподобными глинами и коричневыми, темно-серыми очень крепкими алевролитами (Вистелиус и др., 1955). В районе грязевого вулкана Алигул и в восточной части Челекена, в районе Дагаджика, в нижней части разреза вскрыт темно-серый крепкий песчаник и темные, почти черные, аргиллиты. К. К. Бабенко и Л. П. Маркова допускают, что на Челекене вскрытые отложения имеют более древний, чем понтический (возможно, палеогеновый), возраст.

Красноцветная толща (балаханский ярус)

Отложения красноцветной толщи развиты по всей площади Прибалханского района и участвуют в строении всех антиклинальных складок. В ряде складок эти отложения содержат промышленные скопления нефти и газа. Повсеместно в Прибалханском районе на красноцветной толще залегают породы акчагыльского яруса; подстилается она, как было сказано выше, породами понтического возраста. Таким образом, возраст красноцветной толщи Прибалханского района определяется как среднеплиоценовый.

Самая верхняя часть красноцветной толщи выходит на дневную поверхность в сводах некоторых складок. На Челекене обнажено около 500 *м* разреза (Вистелиус и Романова, 1962), на Монжуклы — немногим более 100 *м*, на Боя-Даге красноцветная толща выступает в горстах, в сводовой части, на 125 *м* и на Сыртланли — на 230 *м* (Али-заде, 1957). По данным бурения ее мощность на Боя-Даге равна 1300 *м*, на Кум-

Даге — 1650 *м*, на Небит-Даге и Челекене — от 2500 до 2550 *м* (Бабенко и Маркова, 1958).

Представлена красноцветная толща чередованием в разной степени известковистых песков и глин. Песчанистость отложений увеличивается с запада на восток. Так, на долю песчаных пластов в обнажающейся части красноцветной толщи приходится: на Челекене — около 50%, на Боя-Даге — около 80%. Аналогичное изменение зернистости с запада на восток отмечается по данным бурения и в более глубоких частях толщи — на Челекене разрез содержит до 50% песчаных пород, на Небит-Даге — до 65%, на Кум-Даге — до 75% (Али-заде, 1957). Для отложений красноцветной толщи характерна быстрая литологическая изменчивость пластов по простиранию, наличие внутриформационных размывов, многочисленных линз и прослоев глинистых конгломератов.

Макрофауна в породах красноцветной толщи полностью отсутствует. Из микрофауны встречаются разнообразные фораминиферы, переотложенные из меловых, палеогеновых и неогеновых (миоценовых) отложений, и немногочисленные остракоды в коренном залегании. Л. П. Маркова (1959), в течение ряда лет занимавшаяся изучением микрофауны красноцветной толщи Прибалханского района, пришла к выводу о невозможности ее расчленения по микрофауне.

Акчагыльский ярус

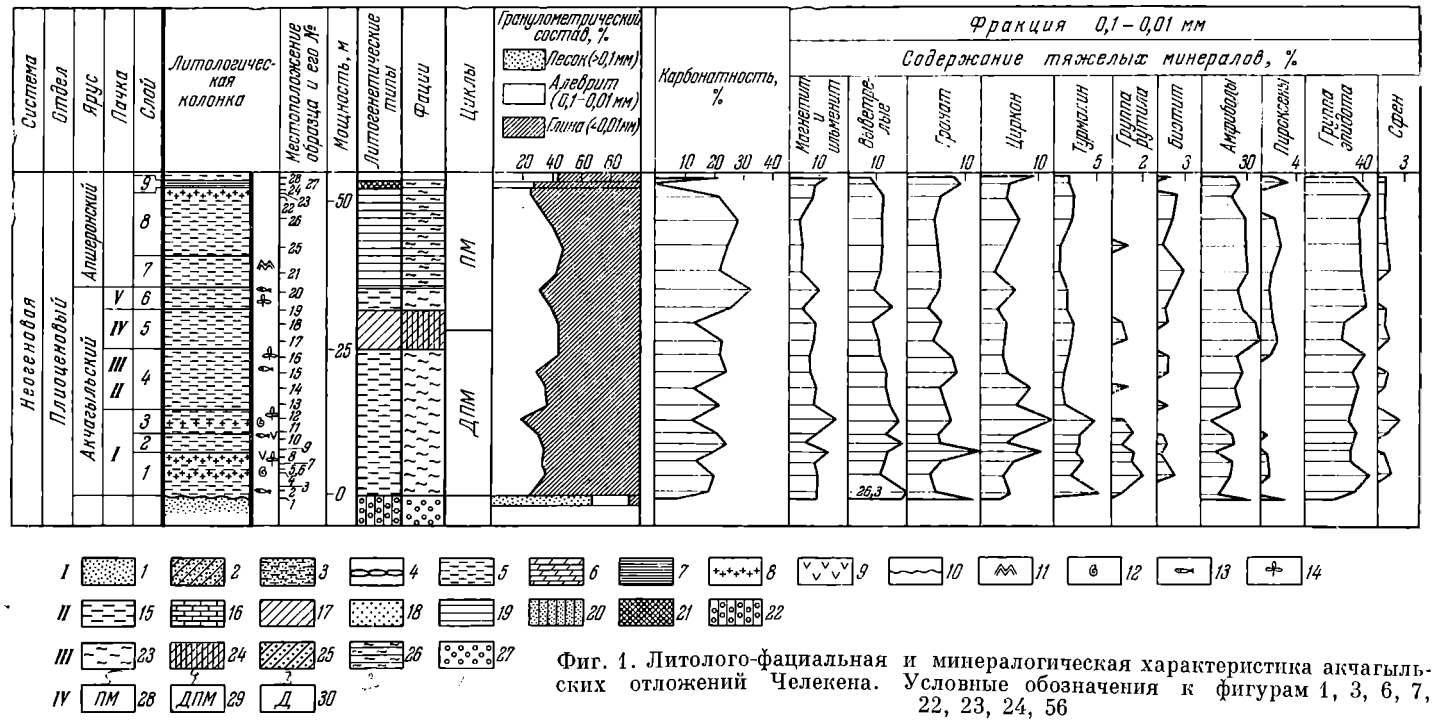
Отложения акчагыльского яруса распространены на всей территории Прибалханского района, участвуя в строении всех антиклинальных складок от Челекена на западе до Сыртланли на востоке. Есть основания предполагать наличие акчагыльских отложений и к западу от Челекена, под дном Каспийского моря (Соловьев и Кулакова, 1956).

На западе Прибалханского района отложения яруса характеризуются минимальной мощностью по сравнению с другими частями.

Акчагыл Челекена. Полуостров Челекен является наиболее западным участком в Прибалханском районе, где акчагыльские отложения обнажены на поверхности. Здесь они прослеживаются на значительном расстоянии по юго-восточному крылу Челекенской складки; в пределах северо-западного крыла небольшие выходы этих отложений выступают из-под древнекаспийских отложений. Кроме того, крупные выходы акчагыла расположены к северу и западу от грязевого вулкана Алигул, в районе поселка Дагаджик и к северо-востоку от него. Повсеместно на Челекене акчагыльские отложения подстилаются красноцветной толщей.

Приводимый ниже разрез расположен к северу-востоку от Дагаджика, в районе скв. 34. Здесь из-под барханной гряды выступает самый верх красноцветной толщи и залегающие на ней отложения акчагыльского и апшеронского ярусов (фиг. 1). Красноцветная толща представлена бурым известковистым песком, местами окрашенным окислами железа в ржавые тона. Сильная литологическая изменчивость красноцветной толщи затрудняет определение характера залегания на ней акчагыльских отложений. В описываемом разрезе акчагыльский ярус (слой 1—6) залегает на подстилающих породах без видимого размыва и углового несогласия (снизу вверх):

	Мощность, *м*
1. Глины известковые, зеленые, серовато-зеленые, буровато-зеленые, тонкослоистые, листоватые, с 10 прослоями пепловых туфов, три из которых имеют мощность 4—15 *см*, а остальные — 0,5—2 *см*, не считая многочисленных миллиметровых слойков. Прослои пепловых туфов располагаются параллельно общему напластованию пород, но местами наблюдается расщепление одного прослоя на два и линзовидные скопления пепла (фиг. 2)	7,5
2. Глины известковые, зеленые, тонкослоистые, листоватые и сланцеватые, с тонкими примазками по плоскостям напластования пепловых туфов.	



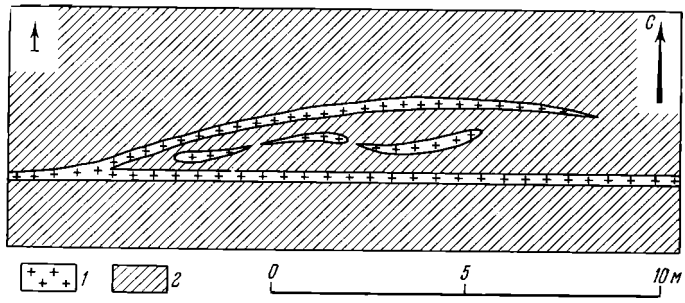
Фиг. 1. Литолого-фациальная и минералогическая характеристика акчагыльских отложений Челекена. Условные обозначения к фигурам 1, 3, 6, 7, 22, 23, 24, 56

I. Литологические колонки: *1* — пески; *2* — алевриты; *3* — алевриты глинистые; *4* — известковые конкреции; *5* — глины известковые; *6* — известняки глинистые; *7* — глины черные; *8* — пепловые туфы; *9* — прослои гипса; *10* — поверхность размыва; *11* — подводные оползни; *12* — фауна пелеципод; *13* — фауна рыб; *14* — растительные остатки

II. Литогенетические типы отложений. Морские отложения (М): *15* — глины, иногда алевриты глинистые, сильно известковистые, зеленовато-серого цвета, тонко-горизонтальнослоистые, с фауной пелеципод, гастропод, рыб и многочисленными остатками водорослей (МПМ-1); *16* — известняки глинистые, зеленовато-серые, тонко-горизонтальнослоистые, с фауной пелеципод, рыб и многочисленными остатками водорослей (МПМ-2); *17* — глины, алевриты глинистые, иногда с прослоями алевритов, известковые, буровато-серые, горизонтальнослоистые (МДО-1); *18* — алевриты крупно-мелко-зернистые, часто песчаные, слабоизвестковистые, с неясной горизонтальной, иногда косой, как правило, однонаправленной слоистостью (МДЦ-1); *19* — глины, иногда алевриты глинистые, известковые, серые, горизонтальнослоистые, с фауной гастропод и пелеципод (МПО-1); *20* — алевриты крупно-мелкозернистые, серые (МПО-2); *21* — глины черные, бескарбонатные (МПО-3). Континентальные отложения (К): *22* — пески среднемелкозернистые, бурые, с неясной крупной косой, однонаправленной, иногда горизонтальной слоистостью, с прослоями коричневых неслоистых глин (КР-1)

III. Фации. Морские фации (М): *23* — фация известково-глинистых осадков прибрежной части морского бассейна (МПМ); *24* — фация глинистых осадков периферической части подводной дельты (МДО); *25* — фация алевритовых осадков центральной части подводной дельты (МДЦ); *26* — фация алеврито-глинистых осадков прибрежно-мелководной части опресненного морского бассейна (МПО). Континентальные фации (К): *27* — фация осадков речной долины (КР)

IV. Циклы: *28* — прибрежно-морские циклы (ПМ); *29* — дельтово-прибрежно-морские циклы (ДПМ); *30* — дельтовые циклы (Д)



Фиг. 2. Залегания 4, 5 и 6 прослоев пепловых туфов на Челекене в районе Дагаджика. Вид в плане

1 — пепловые туфы; *2* — вмещающие породы

	Мощность, *м*
Слой 2 залегает на мелковолнистой поверхности слоя 1, подчеркнутой тонкой (3—5 *мм*) корочкой гипса	3,1
3. Глины известковые, зеленые, тонкослоистые, сланцеватые и плотные, с двумя прослоями пепловых туфов мощностью по 0,5 *см* каждый. Глины залегают на мелковолнистой поверхности слоя 2, подчеркнутой тонкой (3—5 *мм*) корочкой гипса	4,0
4. Глины известковые, серо-зеленые, зеленовато-бурые и серые, тонкослоистые, листоватые и сланцеватые	10,5
5. Глины известковые, серые с малиновым оттенком, слоистые	7,0
6. Глины известковые, зеленовато-серые, оливково-зеленые и серые тонкослоистые и слоистые, иногда листоватые	3,5
На породах акчагыльского яруса без углового несогласия и перерыва располагаются отложения апшеронского яруса (слои 7—10):	
7. Глины известковые, серые, слоистые, плотные. В верхней части слоя располагается зона внутрипластовых смятий (подводные оползни)	5,5
8. Глины известковые, серые, слоистые, плотные. В 1,3 и 0,9 *м* ниже кровли слоя залегают два прослоя пепловых туфов мощностью до 5 *см* каждый	11,4
9. Глины черные[1] оскольчатые, жирные на ощупь	1,0
10. Глины известковые, серые, слоистые. Выше разрез не описывается.	

Как видно из приведенного описания, разрез акчагыльских отложений Челекена сложен довольно однообразной толщей глин. По ряду признаков (характеру и распределению в разрезе литологических типов пород, минералогическому составу) он может быть расчленен на отдельные горизонты, соответствующие литологическим пачкам этих же отложений восточной части Прибалханского района. Так, слои 1—3 соответствуют первой пачке, слой 4 — второй и третьей пачкам, слой 5 — четвертой пачке, слой 6 — пятой пачке (см. главу V).

С. Н. Колядный (1960) обнаружил в породах акчагыльского яруса западной части Челекена фауну, представленную редкими мелкими *Cardium dombra* Andrus., *C. (Avicardium)* cf. *lecanoideum* Andrus. (?), *Avimactra* cf. *nazarlebi* (Ali-Zade), *Dreissensia* sp., *Cleissiniola* sp.

В акчагыльских отложениях Челекена в большом количестве присутствуют остатки рыб: чешуи, целые скелеты и многочисленные их позвонки и ребрышки. Особенно часто они встречаются в части разреза, содержащей прослои пепловых туфов, а также в самом верху его. К низам разреза приурочены преимущественно крупные формы, а в кровле, в пласте оливково-зеленых тонкослоистых глин, часты отпечатки мелких видов. В большом количестве встречаются остатки растений, в том числе крупные ветви и корявые стволы деревьев.

[1] Горизонт «в» по номенклатуре В. Н. Вебера и К. П. Калицкого (1911).

Мощность осадков акчагыльского яруса на Челекене сильно меняется. На участках, прилегающих к грязевым вулканам — Западному Порсугелю, Алигулу и Розовому Персугелю, а также на восточной переклинали мощность осадков яруса в естественных обнажениях достигает 40 *м*, а на крыльях складки она обычно равна 8—12 *м* (Архипченко, 1956). В изученном нами разрезе мощность акчагыльских отложений равна 35,6 *м*. В интервале разреза между слоями с подводными оползнями и черными глинами Г. И. Поповым (1951) была обаружена характерная нижнеапшеронская *Sireptocerella voluta* (Andrus.).

К северу от Челекена, на п-ове Дарджа, по данным бурения (Мирзаханов и др., 1962), акчагыльские отложения залегают на размытой поверхности мезозойских и изверженных пород, выполняя дно эрозионного вреза; на самом Дарджинском погребенном поднятии эти отложения отсутствуют. В наиболее пониженной части эрозионного вреза (скв. 180), в основании разреза акчагыла залегают серые конгломераты, состоящие из обломков белых полуокатанных крепких известняков и серых песчаников мощностью 3—4 *м*. Выше располагается толща зеленовато-серых, серых и голубовато-серых известковых глин мощностью 86 *м*. В нижней части глинистой толщи отмечаются маломощные (2—5 *см*) прослои раковинных известняков и темно-серых песчаников. На северном борту дарджинского эрозионного вреза (скв. 179) отложения яруса, залегающие на изверженных породах, представлены светло-серой, сильно известковой глиной мощностью 2—3 *м*, в основании которой залегает 4—5-сантиметровый прослой раковинного известняка.

Акчагыл дарджинского эрозионного вреза характеризуется сравнительно богатой фауной моллюсков, среди которых определены: *Avimactra subcaspia* Andrus., *A. stavropolitana* Koles., *A. karabugasica* Andrus., *A.* cf. *imago* (Andrus.), *Cardium dombra* Andrus., *C.* cf. *conschini* Andrus., C. ex gr. *ebersini* Koles., *C.* aff. *eldaricum* Koles., *Potamides sumbarensis* Andrus., *Clessiniola naftalinica* Andrus. Встречаются и чешуи рыб.

В пробуренной на северном окончании о-ва Огурчинский скважине акчагыл вскрыт на глубине 2710 *м* (Ханов, 1963). Мощность его здесь равна 450 *м*. Сложен он почти исключительно глинами (состав пород определен главным образом с помощью электрокаротажа). Подстилаются акчагыльские отложения породами красноцветной толщи.

В центральной части Прибалханского района (от Котурдепе до Небит-Дага) отложения акчагыльского яруса на поверхности не обнажаются и изучены с помощью глубокого бурения, в основном по данным электрокаротажа.

Акчагыл Небит-Дага. Здесь подошва акчагыльских отложений проводится по кровле III нефтеносного горизонта, кровля — условно в 5—15 *м* ниже трехметрового пласта нижнеапшеронских черных известковистых глин, хорошо выделяющихся на каротажных диаграммах (Шварц, 1960а). Условность проведения верхней границы акчагыла связана с тем, что как верхняя часть разреза этих отложений, так и нижняя часть апшеронских сложена глинами; с помощью электрокаротажа эта граница не может быть установлена.

Породы акчагыльского яруса сложены в основном глинами различной окраски и песчанистости, с тонкими прослоями алевритов. Мощность и гранулометрический состав отложений меняются по простиранию складки. Так, в сводовой части складки — на Центральном Небит-Даге — мощность пород яруса составляет 200 *м*, на западном окончании Центрального Небит-Дага — 250 *м*, а на западном погружении складки (Западный Небит-Даг) достигает 315 *м*. Увеличение суммарной мощности происходит за счет роста нижней части разреза (ниже кровли II горизонта), в которой появляются алевритовые прослои, тогда как мощность и состав верхней части меняются слабо.

Песчаные пропластки объединены в три горизонта (сверху вниз): II, IIа и IIв. Эти горизонты представлены чередованием песков и глин и разделены глинистыми пачками мощностью от 10 до 20—30 *м*. Мощность песчаных прослоев этих горизонтов непостоянная, некоторые из них выклиниваются. Наиболее устойчивыми являются горизонты II и IIв. Горизонт IIа, мощностью до 35 *м*, представлен рядом песчаных пропластков, которые сильно меняются по площади вплоть до полного перехода в глину. Этот горизонт отсутствует на восточном участке Центрального Небит-Дага. Горизонт IIв на Западном Небит-Даге имеет почти постоянную мощность 25—30 *м*, а на Центральном Небит-Даге он почти отсутствует, появляясь лишь на участке в непосредственной близости к Западному Небит-Дагу.

Л. Я. Шварц (1960а) сопоставляет часть разреза между III и IIв горизонтами с I глинистой пачкой акчагыльских отложений восточной части Прибалханского района; часть разреза выше кровли II горизонта параллелизуется им с V глинистой пачкой. Толща пород между подошвой IIв и кровлей II горизонтов соответствует II, III и IV пачкам. Однако, учитывая фациальные изменения, правильнее считать, что на Небит-Даге часть разреза выше кровли II горизонта соответствует не только V, но и верхам IV пачки восточной части Прибалханского района, а толща пород между подошвой IIв и кровлей II горизонтов — II, III и низам IV пачки.

На Котурдепе мощность отложений акчагыльского яруса составляет 80—90 *м*. Представлены они здесь глинами с одним прослоем песчано-алевритовых пород мощностью около 15 *м* (Маркова и Шварц, 1958; Шварц, 1960а).

Таким образом, в центральной части Прибалханского района акчагыльские отложения характеризуются большей мощностью, чем в западной его части, причем она увеличивается по направлению к востоку от 80—90 *м* на Котурдепе до 200 *м* на Центральном Небит-Даге; на крыльях складок мощность отложений возрастает. В этом участке района разрез хорошо расчленяется на три части. Нижняя его часть, мощностью 10—30 *м*, соответствующая части разреза между верхним песчаным горизонтом красноцветной толщи и нижним песчаным горизонтом акчагыльских отложений, сложена тонкослоистыми глинами преимущественно зеленого цвета. Средняя часть разреза представлена чередованием довольно мощных прослоев песчано-алевритовых пород, часто выклинивающихся по простиранию, и известковых глин. Мощность средней части изменяется от 15 *м* на Котурдепе до 180 *м* на Небит-Даге. Верхняя часть разреза сложена толщей глин мощностью от 40 *м* на Котурдепе до 120 *м* на Небит-Даге. Повсеместно в центральной части Прибалханского района акчатыльские отложения подстилаются породами красноцветной толщи и покрываются апшеронскими.

Присутствие отдельных выходов акчагыла установлено у западного окончания Большого Балхана, в эрозионной ложбине между Ягман-Дагом и Шахли-Буруном, в 5 *км* к запад-юго-западу от пос. Учгез (Тиунов, 1958, 1961а). Скважина, пробуренная на месте выхода акчагыла у восточного края Б. Балхана, вскрыла под маломощными четвертичными галечниками следующий разрез акчагыльских отложений (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Песчаник зеленовато-серый, тонкозернистый, плотный, слюдистый, рыхлый	2,2
2. Песчаник такой же с прослоями светло-серого раковинного известняка, с примесью песчанистого материала, с многочисленными обломками раковин пелециипод (Cardidae)	4,2
3. Конгломерат крупнообломочный из окатанных галек и валунов верхнеюрских и неокомских известняков, с прослоями зеленовато-серого песчаника и раковинного известняка	12,8

Из слоя 2 определены *Cardium* ex. gr. *dombra* Andrus., из слоя 3— *Potamides caspius* Andrus., *Avimactra karabugasica* Andrus. Под акчагыльскими отложениями развиты пролювиальные конгломераты с прослоями буровато-серого крупнозернистого песчаника. Эта толща, мощностью около 50 *м*, залегает непосредственно на аргиллитах средней юры.

Выходы акчагыла у западного окончания Б. Балхана также представлены зеленовато-серыми глинистыми песчаниками и раковинными известняками. Местами отмечается тонкое переслаивание глин и песчаников. Встречается обильная фауна моллюсков, среди которых определены: *Cardium* ex gr. *dombra* Andrus., *C.* cf. *eldaricum* Koles., *C.* aff. *ebersini* Koles., *Avimactra* aff. *venjukovi* Andrus., *A. inostranzevi* Andrus., *Potamides caspius* Andrus., *P. caspius* var. *transversa* Andrus., *Dreissensia polymorpha* var. *sumbarica* Koles.

В 15 *км* западнее этих выходов, в 8 *км* севернее поселка Молла-Кара, буровой скважиной вскрыт следующий разрез акчагыльских отложений (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Глины темно- и светло-серые тонкослоистые, известковистые, в верхней части слюдистые, в нижней — песчанистые, с многочисленными растительными остатками	2,5
2. Глины темно- и зеленовато-серые тонкослоистые, слюдистые. В верхней части слоя отмечается тонкое переслаивание песков и глин и прослой сильнослюдистого песка; в средней части прослоя слюдистого песка наблюдается включение сернистого железа	13,0
3. Глины зеленовато- и темно-серые неяснослоистые, слабослюдистые	17,5
4. Глина темно-серая известковистая, слабопесчанистая, с тонкими прослоями зеленовато-серого песка	54,0
5. Глина темно-серая, сильноизвестковистая, плотная	11,5
6. Глина темно-серая известковистая, тонкослоистая; местами наблюдается тонкое переслаивание глин и песков	21,0
7. Глина серая, сильноизвестковистая, тонкослоистая, песчанистая; в отдельных прослоях наблюдается значительная перемятость, по-видимому, в результате подводных оползней	24,5

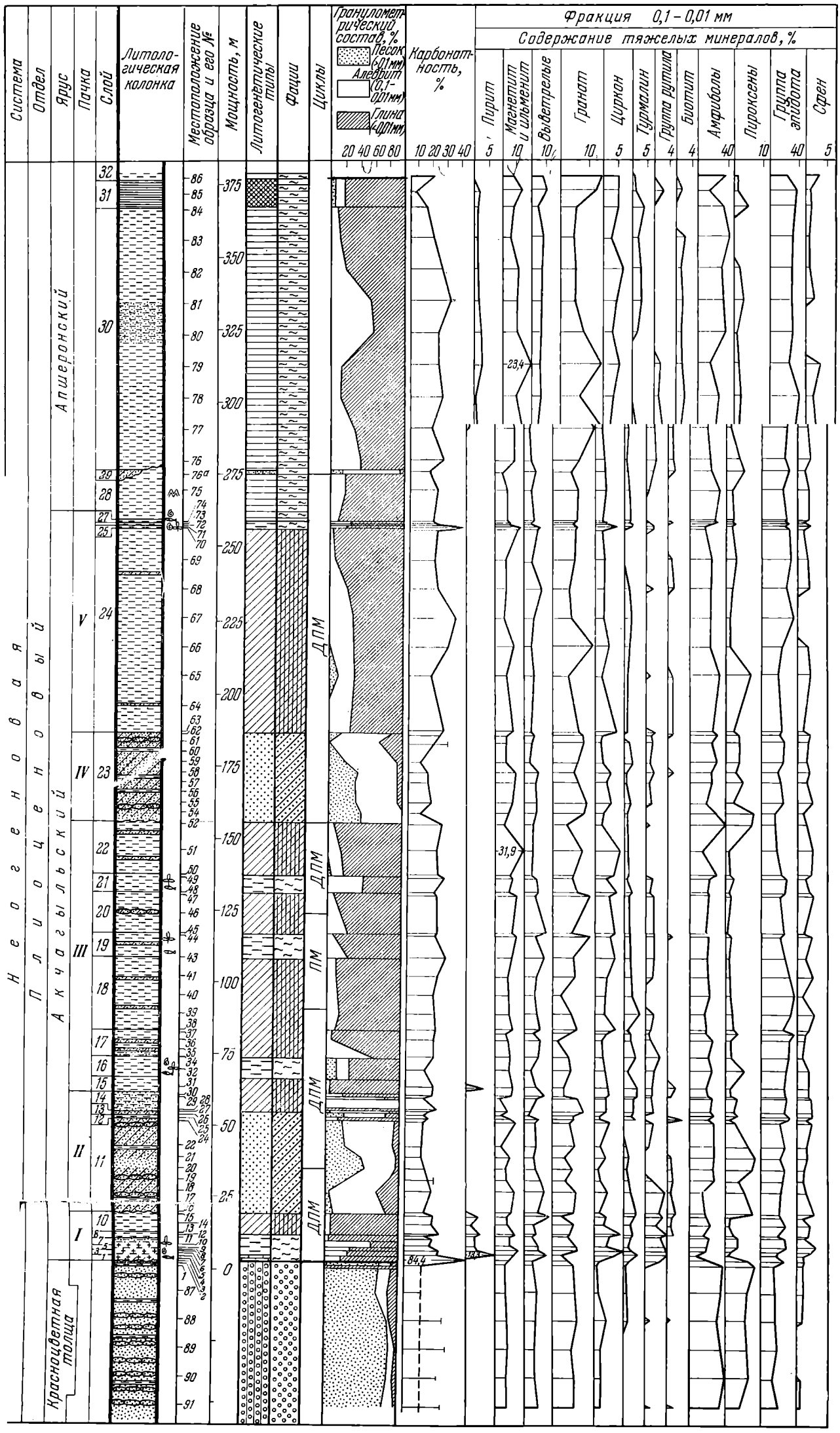
Суммарная мощность акчагыльских отложений 144 *м*. Подстилающие и покрывающие акчагыл породы не описаны.

Сходный разрез акчагыльских отложений вскрыт скважинами западнее и северо-западнее г. Небит-Дага, где они представлены темно- и зеленовато-серыми плотными песчанистыми, известковыми глинами с редкими тонкими прослойками тонкозернистого песка. Наибольшая вскрытая их мощность 135 *м*. Выше залегают переходные к апшерону слои, представленные серыми плотными песчанисто-известковыми глинами, мощностью 50—90 *м*.

В восточной части Прибалханского района (от Монжуклы до Сыртланли) отложения акчагыльского яруса в ряде пунктов выходят на дневную поверхность, что позволяет наиболее полно изучить их; кроме того, они вскрыты глубокими скважинами на многочисленных складках, расположенных в этой части района.

Акчагыл Монжуклы. Акчагыльские отложения на Монжуклы обнажаются на северном крыле складки, окаймляя полукольцом породы красноцветной толщи, выходящие в ядре складки (фиг. 3). Они подстилаются видимой частью красноцветной толщи, представленной здесь мелко- и среднезернистыми буровато-серыми песками и песчаниками с подчиненными прослоями бурых, коричневых и, реже, зеленых неслоистых глин.

Отложения акчагыльского яруса (слои 1—27) залегают на красноцветных без видимого углового несогласия. В самой верхней, приконтактовой, части песок красноцветной толщи огипсован и окрашен окислами железа в красные тона. Некоторые разрывы, рассекающие породы красноцветной толщи, не прослеживаются в залегающих выше породах акчагыла (фиг. 4). Акчагыл Монжуклы сложен следующими породами (снизу вверх):



Фиг. 3. Литолого-фациальная и минералогическая характеристика акчагыльских отложений Монжуклы. Условные обозначения см. на фиг. 1

Фиг. 4. Контакт отложений акчагыльского яруса и красноцветной толщи на Монжуклы

I, ГЛИНИСТАЯ, ПАЧКА

Мощность, *м*

1. Известняк глинистый, зеленовато-серый, тонкослоистый, плитчатый, с тонкими (0,5—1,0 *мм*) прослоечками серого алеврита. При выветривании распадается на тонкие листочки. По плоскостям наслоения располагаются тонкие (2—3 *мм*) корочки окисленных битумов. Ближе к подошве слоя располагается прослой пеплового туфа мощностью 1,5—2,0 *см* . . 2,0

2—6. Глины известковые, зеленые, зеленовато-серые, серые, тонкослоистые, местами листоватые, с тремя прослоями пепловых туфов мощностью 2—6 *см* 3,2

7. Алевриты глинистые, зеленовато-серые и серые, плотные, слоистые, плитчатые. В 8 *см* от подошвы залегает прослой пеплового туфа мощностью 0,5 *см* 2,5

8—9. Глины известковистые, зеленые, зеленовато-серые и бурые, слоистые и тонкослоистые 2,1

10. Чередование глин известковых бурых, серых и зеленовато-серых, тонкослоистых, с прослоями буровато-серого алеврита 7,5

Мощность отложений 1 пачки 17,3 *м*. В породах пачки встречаются отпечатки рыб и их чешуя. А. А. Али-заде (1961) обнаружил в этих породах следующую фауну пелеципод: *Cardium dombra* Andrus., *Avimactra subcaspia* Andrus., *Potamides caspius* Andrus., *Clessiniola utvensis* Andrus. Породы пачки в большом количестве содержат остатки мелких растений, а также крупные, сильносплюснутые обугленные стволы и ветви деревьев (фиг. 5).

II, ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТОВАЯ, ПАЧКА

Породы II, глинисто-алевритовой, пачки залегают на подстилающих с небольшим размывом, не всегда отчетливым, но заметным при прослеживании по простиранию границы с ниже лежащими слоями.

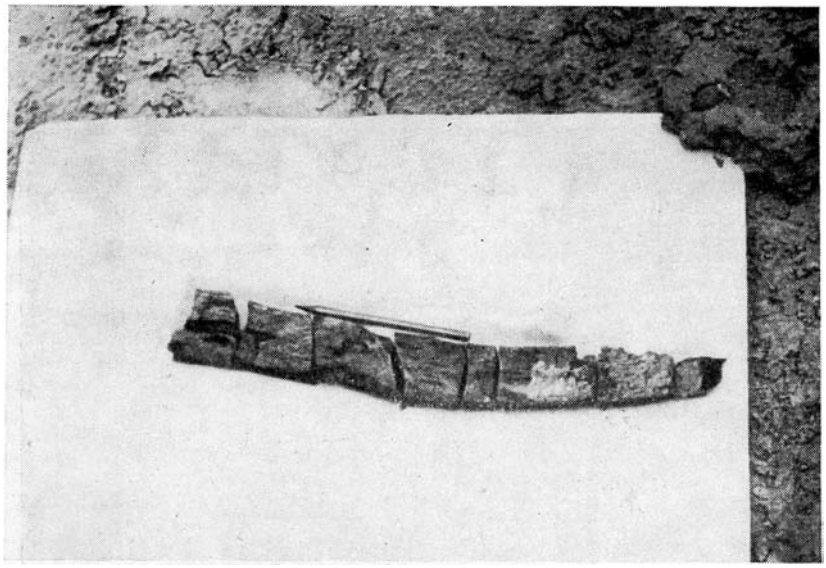
11. Алевриты и пески буровато- и желтовато-серые и серые, с многочисленными участками караваеобразной и сферической формы, сцементированными кальцитом, часто расположенными в виде прослоев. Редко встречаются тонкие (до 3—4 *см*) прослои бурых известковых глин 33,0

12—14. Частое чередование глин известковых, бурых, слоистых и алевритов бурых 8,6

Мощность II пачки 49,0 *м*

III, ГЛИНИСТАЯ, ПАЧКА

15. Глины известковые, бурые, слоистые, с тонкими (2—10 *см*) прослоями бурых алевритов. В бурых глинах иногда наблюдаются тонкие (2—3 *мм*)



Фиг. 5. Остатки дерева из I пачки акчагыльских отложений на Монжуклы

Мощность, *м*

прослои черных глин, а также тонкие (1—2 *мм*) прослоечки алевритов, которые при выветривании цементируются гидроокислами железа и выступают над поверхностью глин непрерывной цепью 5,7

16. Глины известковые, зеленовато- и желтовато-серые, тонкослоистые и листоватые, с обильными растительными остатками. Встречена фауна *Mactra, Cardium* и гастроподы 7,40

17—18. Глины известковые, бурые и буровато-серые тонкослоистые, иногда с тонкими (1—2 *мм*) прослойками глин черного цвета и с примазками алевритов, образующих при выветривании лимонитизированные «гребешки». Иногда глины переходят в глинистые алевриты 34,8

19. Глины известковые, зеленовато- и желтовато-серые, тонкослоистые, листоватые, содержащие фауну пелеципод и гастропод,, остатки рыб и отпечатки насекомых, а также многочисленные растительные остатки, в том числе крупные обугленные ветви и стволы деревьев 8,5

20. Глины известковые, бурые, слоистые с редкими тонкими прослоями бурых алевритов 14,4

21. Глины известковые зеленовато- и желтовато-серые, тонкослоистые, листоватые, содержащие фауну пелеципод и гастропод, остатки рыб, а также многочисленные растительные остатки, в том числе крупные обугленные ветви и стволы деревьев 6,2

22. Глины известковые бурые и буровато-серые, тонкослоистые, с тонкими (2—3 *мм*) прослойками глин черного цвета и лимонитизированными «гребешками». Встречаются тонкие прослои буровато-серых алевритов . . 18,7

Мощность III пачки 88,3 *м*.

IV, ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТОВАЯ, ПАЧКА

23. Залегает на подстилающих глинах с небольшим размывом. Слой представлен алевритами и песками бурыми и буровато-серыми, с многочисленными участками сферической формы, сцементированными кальцитом. Встречаются редкие тонкие (10—20 *см*, иногда до 1,5 *м*) прослои бурых слоистых известковых глин, количество и мощность которых увеличивается к кровле пачки 31,0

V, ГЛИНИСТАЯ, ПАЧКА

24. Глины известковые, бурые и буровато-серые, слоистые, с редкими тонкими прослоями песчано-алевритовых пород. Для пород слоя характерен розоватый оттенок. Присутствуют многочисленные тонкие (2—3 *мм*) про-

Мощность, *м*

слоечки алевритов, образующих при выветривании ожелезненные «гребешки». Иногда отмечаются тонкие (2—3 *мм*) прослойки черных глин . 79,2

25—27. Глины известковые зеленовато-серые, синевато-серые и светло-серые, тонкослоистые, листоватые. Встречаются мелкие моллюски, среди которых Г. И. Попов (1956) определил: *Cardium* cf. *dombra* Andrus., *Avimactra* cf. *subcaspia* (Andrus.) Koles., плохой сохранности *Potamides caspius* Andrus. и мелкие *Dressensia* и *Hydrobia*. В этих глинах наблюдаются обильные отпечатки рыб и насекомых прекрасной сохранности, крупные чешуи рыб. В большом количестве встречаются остатки растений, в том числе довольно крупные обугленные стволы и ветви; встречаются также хорошо сохранившиеся отпечатки листьев 2,0

Мощность V пачки 81,2 *м*.

Суммарная мощность отложений акчагыльского яруса составляет 266,7 *м*. По данным бурения на переклинальном погружении складки мощность отложений яруса возрастает до 450 *м* (Л. Я. Шварц, 1960а).

Выше по разрезу на акчагыльских породах согласно и без размыва залегают отложения апшеронского яруса (слои 29—32).

28. Глины известковые, бурые и коричневато-серые, слоистые. В нижней части слоистость глин параллельна общему напластованию, а в верхней части она нарушена подводными оползнями; характер слоистости, обусловленный подводными оползнями, хорошо подчеркивается тонкими пластинками лимонитизированных алевритов. В глинах, смятых подводными оползнями, содержатся неправильной формы обломки и глыбы бледно-зеленых глинистых известняков размером до 3,0×5,0 *м*. В бурых глинах, непосредственно над слоем 27 акчагыльских отложений, Г. И. Попов (1956) обнаружил редкие *Streptocerella voluta* (Andrus.) Koles . . .13,0—18,0

29. Алеврит буровато-серый. Залегает на глинах слоя 28 со следами перерыва — по резко неровной границе, местами подчеркнутой железистой корочкой. Мощность слоя уменьшается от нескольких метров на западе до нескольких сантиметров на востоке; местами он полностью выклинивается . . . . . 0,1—3,0

30. Чередование глин известковых и алевритов глинистых буровато-серых и желтовато-серых, слоистых и тонкослоистых 104,0

31. Глины черные, местами темно-серые, полосчатые, неизвестковые . . 11,0

Выше залегают глины известковые, серые, тонкослоистые.

На Кум-Даге, так же как и на Небит-Даге, отложения акчагыльского яруса не выходят на дневную поверхность. Л. Я. Шварц (1960а), на основании изучения электрокаротажных диаграмм, расчленяет акчагыл этой складки на пять литологических пачек (снизу вверх): I — глинистую, мощностью 20 *м*; II — глинисто-песчаную, мощностью 150 *м*; III — глинистую, мощностью 80 *м*; IV — глинисто-песчаную, мощностью 40 *м*; V — глинистую, мощностью 120 *м*. Суммарная мощность акчагыла определяется в 420 *м*.

Нижняя граница акчагыла надежно проводится по кровле V горизонта, расположенного в самой верхней части красноцветной толщи. Что касается верхней границы, то ее положение устанавливается менее точно, так как верхи отложений акчагыльского возраста и низы апшеронского сложены глинами. Недостаточной точностью проведения верхней границы, очевидно, и объясняется увеличение мощности разреза акчагыла этой складки по сравнению с другими складками восточной части Прибалханского района. Разрезы акчагыльских отложений Урунджура, Каратепе и Кызылкума имеют строение, близкое в общих чертах к кумдагскому (Шварц, 1960а).

Акчагыл Боя-Дага. На Боя-Даге акчагыльские отложения прослеживаются на южном и северном крыльях складки и в присводовой ее части. Приводимый разрез расположен на северном крыле складки, к северу от западного горста, между вершинами Кара-Бурун и Центральной (фиг. 6).

Красноцветная толща, подстилающая акчагыльские отложения, сложена здесь главным образом средне- и мелкозернистыми песками. Местами в песчаных породах наблюдаются участки, сцементи-

рованные карбонатным цементом; в результате выветривания эти участки выделяются в виде своеобразных «кружев» причудливой формы. Пески красноцветной толщи серого и голубовато-серого цвета при выветривании часто бывают окрашены окислами железа в красные тона. Слоистость песков неясная. В них часто встречается мелкая галька осадочных пород, преимущественно зеленых и желтых известковых глин.

В толще песков располагаются прослои коричневых, голубых и зеленоватых неслоистых известковых глин мощностью от нескольких сантиметров до 6—8 *м*. Нередко наблюдается выклинивание отдельных прослоев. Часто по простиранию монолитные пласты переходят в прослои, состоящие из обломков и галек тех же глин.

Отложения акчагыльского яруса (слои 1—28) залегают на породах красноцветной толщи без углового несогласия. Они представлены здесь следующими породами (снизу вверх):

I, ГЛИНИСТАЯ, ПАЧКА

Мощность, *м*

1. Глины известковые, зеленовато-серые, желтовато-серые, серовато-зеленые, тонкослоистые, листоватые с редкими тонкими прослоями серых алевритов. Глина, залегающая в основании слоя, имеет волнистую нижнюю поверхность. Присутствуют два прослоя пепловых туфов в 0,3 и 1,5 *см* мощностью. В кровле располагается глина с повышенной карбонатностью, которая в силу своей крепости образует карниз, хорошо выделяющийся в рельефе. В глинах встречается фауна моллюсков, остракод, чешуя и остатки рыб, насекомых, а также многочисленные растительные остатки. Присутствуют многочисленные тонкие (0,5—1 *см*) прослоечки гипса 2,5
2. Глины известковые, зеленовато-серые и серые тонкослоистые, расслаивающиеся при выветривании на тончайшие листочки. Встречается фауна моллюсков, обильная микрофауна, отпечатки рыб, насекомых и растений 0,5
3. Глины известковые, зеленовато-серые, желтовато-серые, серовато-зеленые тонкослоистые, с прослоями сильноожелезненных песчано-алевритовых пород. Присутствуют многочисленные тонкие (0,5—1 *см*) прослоечки гипса. Часто встречаются тонкие прослойки пепловых туфов, два из которых достигают 0,5 *см*, а один 1,5 *см* мощности. Встречаются фауна моллюсков, рыб и растительные остатки 27,0
4. Глины известковые, бурые, буровато-серые, тонкослоистые, с тонкими прослоями алевритов 10,0

Мощность отложений I пачки 40,0 *м*.

А. А. Али-заде (1961) среди фауны моллюсков, присутствующей в пачке, определил *Cardium dombra* Andrus., *Mactra subcaspia* Andrus., *M. Karabugasica* Andrus., *Clessiniola vexatilis* Andrus.

II, ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТОВАЯ, ПАЧКА

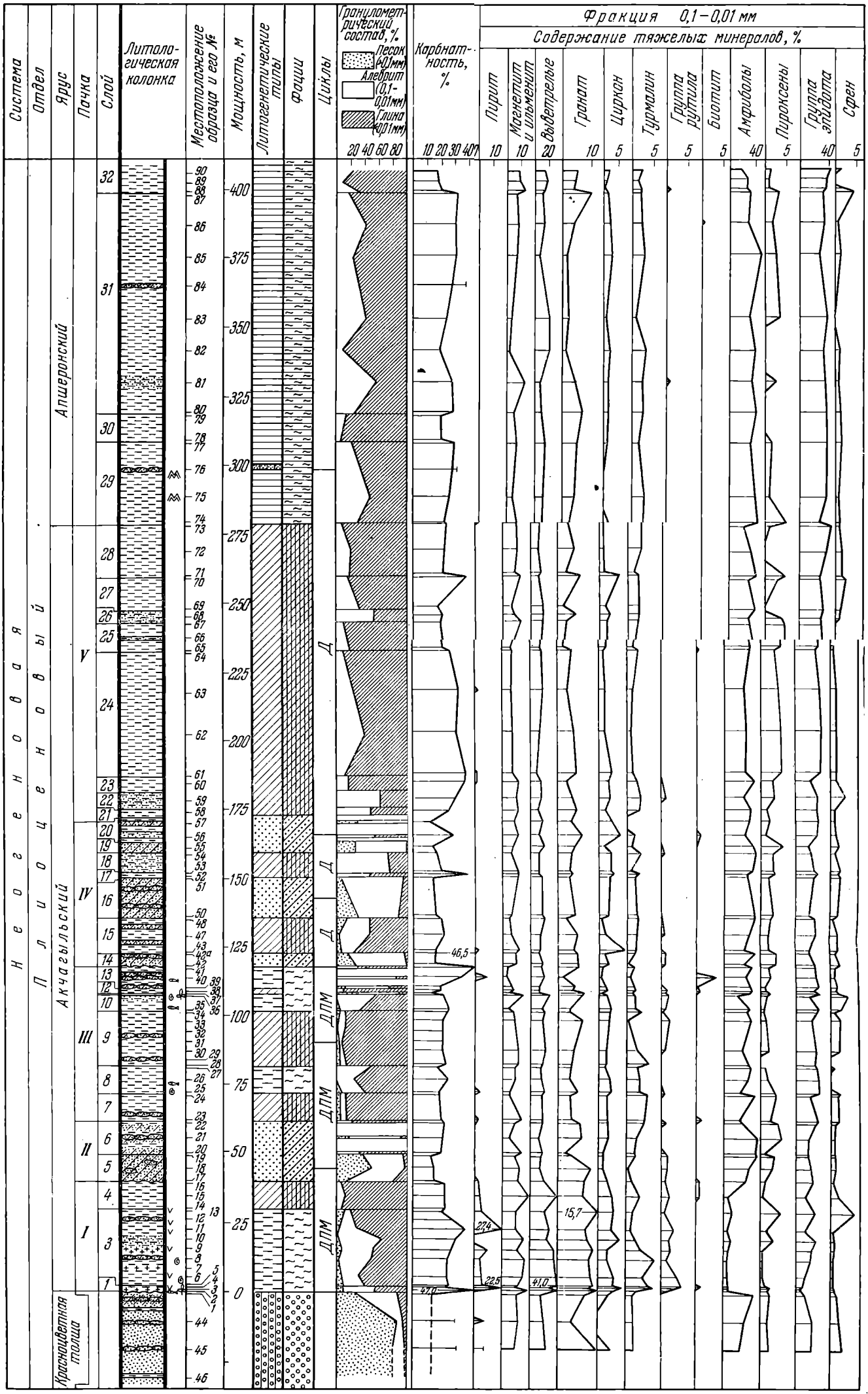
Породы II пачки залегают на подстилающих отложениях с размывом, хорошо видимым в стенках многочисленных оврагов северного склона возвышенности.

5. Песчано-алевритовые породы, буровато-серые с неясновыраженной горизонтальной слоистостью, с многочисленными беспорядочно расположенными участками сферической формы до 0,5 *м* в диаметре, сцементированными кальцитом (так называемые конкреционные песчаники). В центре некоторых конкреционных песчаников присутствуют обломки и галька глин и алевритов, сходных с подстилающими слой акчагыльскими породами 10
6. Чередование алевритов и песков бурых и буровато-серых и глин известковых, бурых, тонкослоистых, количество и мощность которых увеличивается в кровле слоя 12,0

Мощность отложений II пачки 22,0 *м*.

III, ГЛИНИСТАЯ, ПАЧКА

7. Глины известковые, бурые, тонкослоистые, с тонкими (1—2 *мм*) примазками алевритов по плоскостям напластования, образующих при выветривании лимонитизированные «гребешки» 10,0



Фиг. 6. Литолого-фациальная и минералогическая характеристика акчагыльских отложений Боя-дага. Условные обозначения см. на фиг. 1

Мощность, *м*

8. Глины известковые, зеленые, зеленовато-серые, тонкослоистые с прослоями бурых. В зеленых и зеленовато-серых глинах встречаются остатки рыб и растений 10,0
9. Глины известковые, бурые, слоистые и тонкослоистые с тонкими (1—2 *мм*) примазками алевритов по плоскостям наслоения, образующих при выветривании лимонитизированные «гребешки» 20,0
10. Глины известковые, зеленовато-серые, желтовато-серые, тонкослоистые, листоватые, иногда переходящие в алевриты глинистые. Встречаются отпечатки моллюсков, чешуя рыб и остатки растений 6,0
11. Алеврит буровато-серый, местами интенсивно окрашенный гидроокислами железа 0,5
12. Глина известковая, бурая, тонкослоистая 1,5
13. Алевриты зеленовато- и желтовато-серые, крепкие, с прослоями глин зеленовато-серых тонкослоистых, листоватых. Слой отличается повышенной крепостью и хорошо сопротивляется денудации, образуя причудливые карнизы и экзотические скалы. В слое встречаются фауна моллюсков, рыб, а также отпечатки растений. А. А. Али-заде (1961) определил среди моллюсков: *Cardium dombra* Andrus., *C. dombra* var. *sulacensis* Andrus., *Mactra subcaspia* Andrus., *M. karabugasica* Andrus., *Clessiniola utvensis* Andrus., *Dreissensia* aff. *polymorpha* Pall. 8,0

Мощность отложений III пачки 56,0 *м*.

IV, ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТОВАЯ, ПАЧКА

14. Алевриты буровато-серые, с конкреционными алевролитами. Встречается редкий мелкий детрит фауны моллюсков. В основании слоя отмечены следы небольшого (до 10 *см* глубиной) размыва нижележащих пород . . 5,0
15. Глины известковые, красновато-бурые, слоистые, с частыми прослоями буровато-серых алевритов до 0,6 *м* мощности. В глинах наблюдаются тонкие (1—2 *мм*) прослоечки алевритов, образующих при выветривании лимонитизированные «гребешки» 13,2
16. Алевриты буровато-серые и серые, с неясно выраженной косой однонаправленной слоистостью, с конкреционными алевролитами и с редкими тонкими прослоями бурых известковых глин 14,8
17—18. Алевриты глинистые и глины известковые, буровато-серые и серые, тонкослоистые, с частыми тонкими прослоями буровато-серых алевритов 8,5
19—20. Алевриты бурые и буровато-серые, с неясно выраженной косой однонаправленной слоистостью, в верхней части с прослоями бурых и буровато-серых слоистых глинистых алевритов 13,5

Мощность отложений IV пачки 55,0 *м*.

V, ГЛИНИСТАЯ, ПАЧКА

21—23. Чередование глин известковых и алевритов глинистых, буровато-серых, красновато-бурых и серых, слоистых, с редкими тонкими прослоями алевритов буровато-серых 14,8
24. Глины известковые, серые, буровато-серые, тонкослоистые, с многочисленными лимонитизированными «гребешками» и тонкими прослоями известковых алевритов 45,6
25. Глины известковые, буровато-серые, слоистые, с пропластками до 5 *см* мощности лимонитизированных алевритов 10,3
26. Алеврит глинистый, серый, неслоистый 4,4
27. Глина известковая, буровато-серая, слоистая, с частыми лимонитизированными «гребешками» 12,7
28. Глина известковая, красновато-бурая, слоистая, с многочисленными лимонитизированными «гребешками» 19,2

Мощность отложений V пачки 107,0 *м*.

Суммарная мощность отложений акчагыльского яруса составляет 280 *м*. Отложения апшеронского яруса (слои 29—32) залегают на акчагыльских без размыва и углового несогласия.

29. Глины известковые, серые, тонкослоистые, с тонкими прослоями серых и желтовато-бурых песчано-алевритовых пород. В двух участках глины в результате подводных оползней интенсивно смяты в прихотливые складки 30,0
30. Глины известковые, буровато-красные, тонкослоистые, с многочисленными лимонитизированными «гребешками» 10,0

Мощность, *м*

31. Глины известковые, серые, буровато-серые, слоистые и тонкослоистые, с тонкими (1—2 *мм*) прослоечками алевритов, образующих при выветривании лимонитизированные «гребешки» 85,0
Выше залегают глины известковые, красновато-бурые, слоистые.

Акчагыл Сыртланли. Приводимый ниже разрез расположен на южном крыле складки, у ее восточного переклинального окончания, примерно в 2 *км* западнее триангуляционного пункта (фиг. 7).

Выходящие в ядре складки отложения красноцветной толщи представлены серыми, буровато-серыми и желтовато-серыми средне- и мелкозернистыми песками и песчаниками, с редкими тонкими прослоями красновато-бурых неслоистых глин. В песках часто встречаются обломки и галька глин. Отложения акчагыльского яруса залегают на красноцветных без видимого углового несогласия. Здесь снизу вверх залегают:

I. ГЛИНИСТАЯ, ПАЧКА

Мощность, *м*

1. Глины известковые, зеленые, зеленовато- и синевато-серые, тонкослоистые, листоватые, с тонкими прослоями серых слоистых песчано-алевритовых пород и частыми тонкими (до 1 *см*) прослойками гипса. Глина, залегающая в основании слоя, имеет волнистую нижнюю поверхность. Встречаются отпечатки рыб и их чешуя, отпечатки насекомых, растительные остатки 5,1
2. Известняк глинистый, зеленовато-серый, тонкослоистый, плитчатый, при выветривании расслаивающийся на тонкие листочки. Встречаются отпечатки рыб, насекомых и растительные остатки. Верхняя часть слоя выступает над окружающими породами в виде гребня 3,0
3. Глины известковые, зеленовато-серые и серые, тонкослоистые, листоватые, с частыми прослоями гипса до 10 *см* мощности. Присутствуют три прослоя пепловых туфов: нижний и средний — по 1 *см*, верхний (в середине слоя) — 2—3 *см* мощности. Встречаются отпечатки рыб и растений . . 11,3
4. Глины известковые, буровато-серые, слоистые, с частыми линзовидными прослоями, мощностью до 0,2—0,6 *м*, серых, желтых, буровато-желтых, желтовато-серых песчано-алевритовых пород, как всегда содержащих конкреционные песчаники 17,1
Мощность I пачки 36,5 *м*.
А. А. Али-заде (1961) определил в отложениях I, глинистой, пачки следующую фауну моллюсков: *Mactra subcaspis* Andrus., *M.* cf. *karabugasica* Andrus., *Cardium dombra* Andrus., *Clessiniola* sp.

II, ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТОВАЯ, ПАЧКА

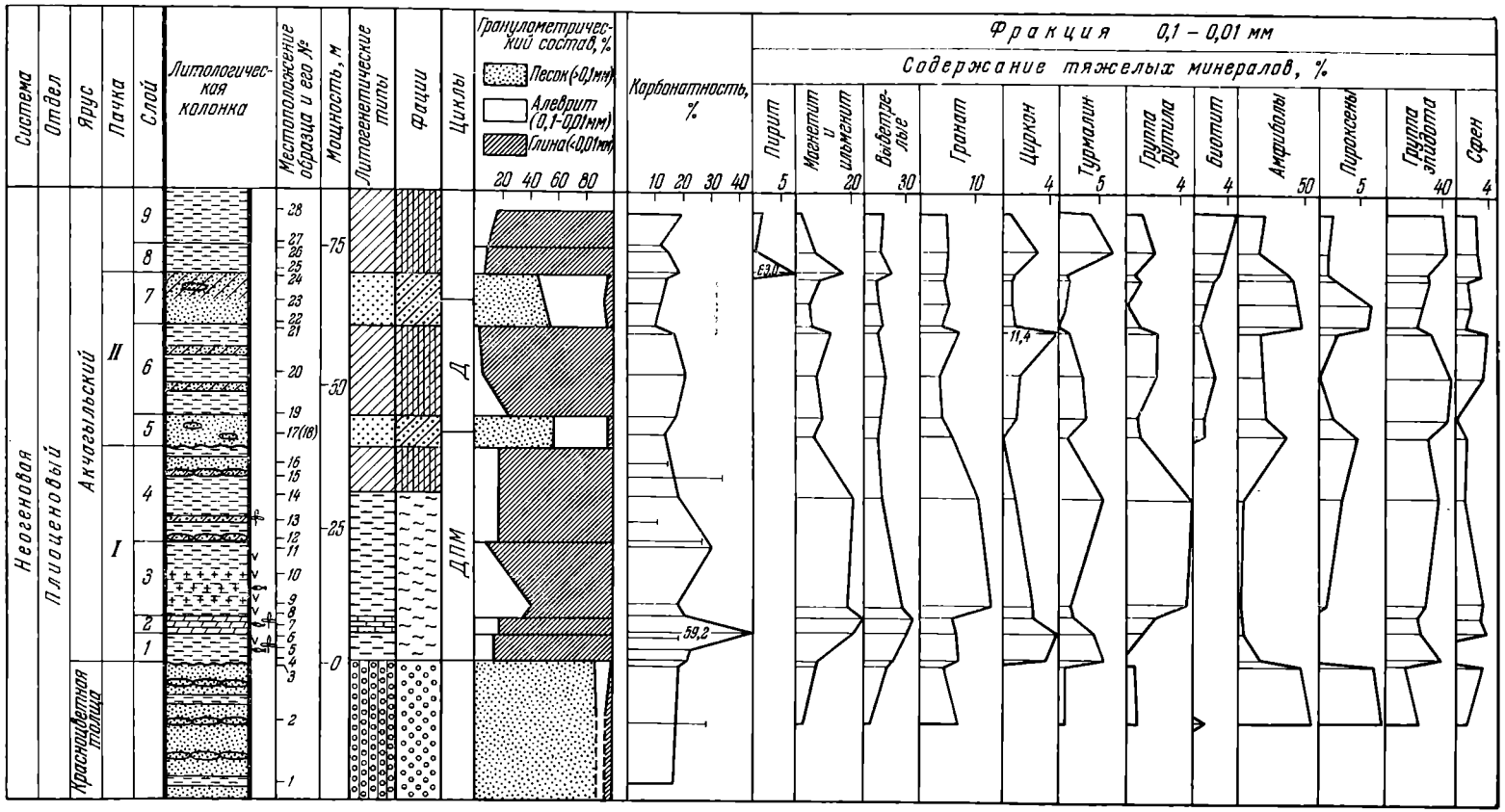
Отложения II пачки залегают на подстилающих с небольшим размывом, не всегда отчетливым, но хорошо видимым при прослеживании по простиранию.

5. Песок желтовато-серый, с неясно выраженной слоистостью, с шаровидными конкреционными песчаниками до 0,5 *м* в диаметре 5,6
6. Глины известковые, красновато-бурые, слоистые, с частыми прослоями до 15 *см* мощности песчано-алевритовых пород; по плоскостям наслоения глин располагаются тонкие (1—2 *мм*) примазки алевритов, образующих при выветривании лимонитизированные «гребешки» 16,4
7. Пески буровато-, желтовато-серые и серые, переходящие кверху в алевриты, с редкими тонкими (5—15 *см*) прослоями красно-бурой известковой глины 9,3
Мощность II пачки 31,3 *м*.

III, ГЛИНИСТАЯ, ПАЧКА

8. Глины известковые, красно-бурые, слоистые, с тонкими (до 5 *см*) пропластками бурых алевритов 5,0
9. Глины известковые, бурые, слоистые, с тонкими (до 5 *см*) прослойками алевритов ржавого цвета 6,4
(видимая)

Далее отложения акчагыльского яруса скрываются под солончаком. Видимая мощность отложений акчагыльского яруса 79,2 *м*.



Фиг. 7. Литолого-фациальная и минералогическая характеристика акчагыльских отложений Сыртланлн. Условные обозначения см. на фиг. 1

Как видно из приведенных описаний разрезов, наибольшая мощность акчагыльских отложений отмечается в восточной части Прибалханского района, где она достигает 270—280 *м* в сводах складок. Здесь акчагыльские отложения отчетливо расчленяются на пять пачек.

I пачка, мощностью 7—40 *м*, сложена преимущественно зеленовато-серыми тонкослоистыми, иногда листоватыми известковыми глинами. В нижней части пачки располагается пласт, характеризующийся повышенной карбонатностью: на Монжуклы и Сыртланли это — глинистый известняк, на Боя-Даге — известковые глины, но с более высоким содержанием карбонатного вещества, чем в вышезалегающих известковых глинах. На Монжуклы и Боя-Даге этот пласт с повышенной карбонатностью залегает непосредственно на породах красноцветной толщи, а на Сыртланли между пластом глинистого известняка и красноцветными отложениями расположен слой зеленых глин мощностью 5 *м*. Самая верхняя часть I пачки сложена буровато-серыми известковыми глинами. Почти постоянно в пачке присутствуют тонкие прослои буровато-серых песчано-алевритовых пород; количество прослоев таких пород и их мощность увеличиваются к востоку. На Боя-Даге и Сыртланли в пачке содержатся многочисленные тонкие прослои гипса. Повсеместно в восточной части Прибалханского района в нижней части пачки располагаются тонкие прослои пепловых туфов.

Залегающие выше отложения II пачки располагаются на подстилающих породах с размывом. Представлены они буровато- и желтовато-серыми песчано-алевритовыми породами с прослоями известковых глин, количество и мощность которых увеличивается вверх по разрезу. Мощность II пачки непостоянна — от 20 до 150 *м*.

III пачка, мощностью 56—88 *м*, сложена красновато-бурыми и буровато-серыми слоистыми известковыми глинами с несколькими прослоями зеленовато-серых тонкослоистых листоватых известковых глин. В пачке встречаются маломощные прослои буровато-серых песчано-алевритовых пород, часто выклинивающихся по простиранию. Особенно четко выклинивание прослоев песчано-алевритовых пород наблюдается в разрезе III пачки Восточного Кум-Дага.

Породы IV пачки залегают на подстилающих с размывом. Пачка сложена буровато-серыми, реже желто-серыми песчано-алевритовыми породами, чередующимися с прослоями, иногда весьма мощными, красновато-бурых, буровато-серых известковых глин. Количество и мощность прослоев известковых глин увеличивается вверх по разрезу. Мощность пачки 30—60 *м*.

V пачка, мощностью 80—100 *м*, сложена серовато-бурыми, красновато-бурыми слоистыми известковыми глинами, иногда с тонкими прослоями песчано-алевритовых пород. В самой кровле пачки на Монжуклы располагается маломощный прослой тонкослоистых, листоватых зеленых известковых глин, содержащих в большом количестве отпечатки рыб, насекомых и растительные остатки. В этих глинах встречается характерная фауна акчагыльских моллюсков. На Боя-Даге подобных глин в разрезе пачки нет.

Следует отметить, что границы между II и III, а также IV и V пачками проводятся довольно условно — по исчезновению в разрезе мощных прослоев песчано-алевритовых пород; подобное исчезновение в результате фациальных изменений могло происходить на различных площадях в разное время.

Таким образом, в Прибалханском районе с запада на восток мощность отложений акчагыльского яруса увеличивается. Одновременно в их составе возрастает как количество, так и мощность прослоев песчано-алевритовых пород. Увеличивается по направлению к востоку количество и мощность прослоев сульфатных пород, залегающих в нижней части раз-

реза. Количество и мощность прослоев пепловых туфов, также залегающих в нижней части разреза, наоборот, к востоку уменьшается.

Редкая фауна моллюсков в акчагыльских отложениях Прибалханского района представлена мелкими, угнетенными формами ограниченного числа видов. Из пелеципод встречены *Cardium, Mactra, Dreissensia.* При этом, если на Монжуклы *Dreissensia* встречены лишь в самой верхней части разреза, то на Боя-Даге и Сыртланли эти пелециподы присутствуют уже значительно ниже — в III пачке. Из гастропод в акчагыльских отложениях встречены редкие мелкие *Clessiniola, Potamides, Micromelania.* Более обильная фауна моллюсков присутствует в акчагыльских отложениях, залегающих в эрозионных ложбинах, рассекающих горные сооружения, обрамляющие Прибалханский район с севера.

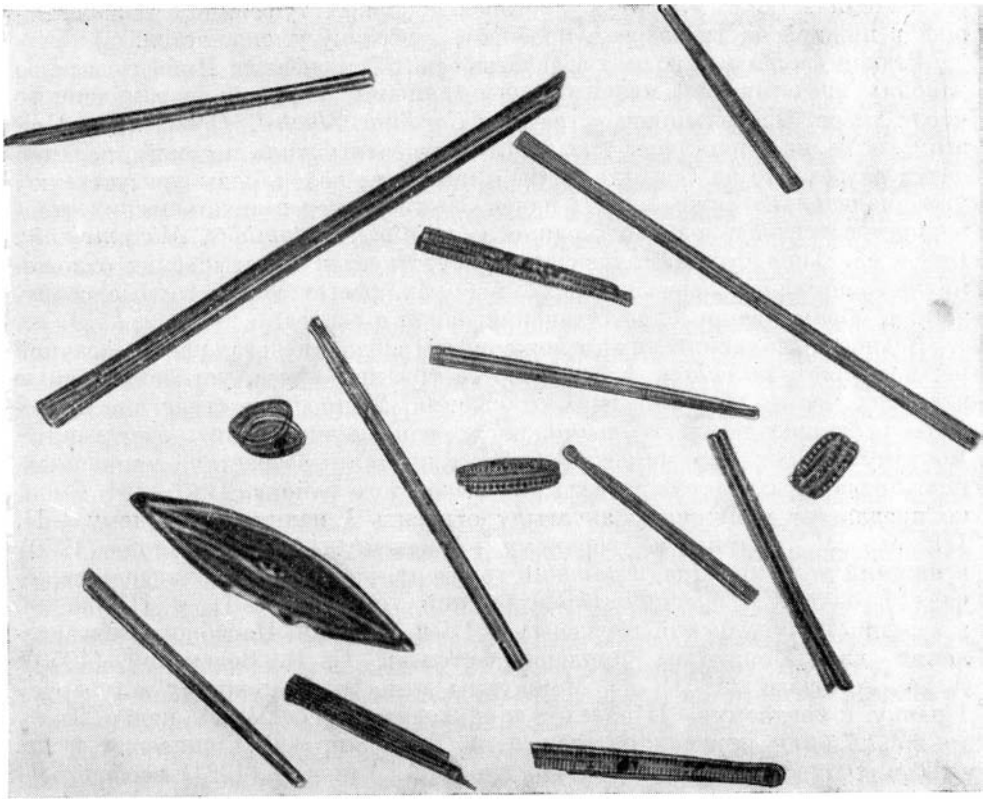
Бедность акчагыльских отложений Прибалханского района фауной не позволяет выделить в их разрезе три подъяруса, устанавливаемые в других местах развития этих отложений. Микрофаунистические исследования также не дают возможности однозначно решить этот вопрос. Поэтому до сих пор нет единой точки зрения о возрастной принадлежности отдельных частей разреза акчагыла этого района. Так, А. И. Смолко предлагает к нижнему акчагылу относить I пачку, к среднему — II, III и IV пачки, к верхнему — V пачку. А. В. Данов (1950) в нижний подъярус (дахистанский горизонт, по его номенклатуре) включает I пачку, в средний (копетдагский горизонт) — II и III пачки, в верхний (гяурлинский горизонт) — IV и V пачки. Подобного подразделения для Монжуклы придерживается и С. И. Зеленский (1950). А. А. Али-заде (1961) на Монжуклы относит к нижнему подъярусу I пачку, к среднему — II пачку и к верхнему — III, IV и V пачки. Такого же деления придерживаются А. А. Геодекян, В. В. Денисевич и др. (1960). Однако следует учитывать, что А. А. Али-заде (1961) вообще подразделяет акчагыльский ярус иначе, чем другие исследователи.

В акчагыльских отложениях Прибалханского района часто встречаются остатки рыб. А. А. Свичевский из кровли акчагыльских отложений Челекена определил *Clupeonella vexata* Bog. (Архипченко, 1956). В. В. Богачев, изучивший остатки, отпечатки и фотографии отпечатков рыб из акчагыльских отложений Монжуклы, переданные ему С. А. Ковалевским и Д. А. Агаларовой, определил среди них акчагыльскую форму *Caspiolosa* aff. *praecursor* V. Bog. (Ковалевский, 1930) и новый вид *Clupeonella mediocris* sp. nov., отметив его большое сходство с акчагыльским видом *Sardinella milanovskii* Menner (Богачев, 1955). Определив остатки рыб из акчагыла Челекена, переданных ему Д. А. Агаларовой, В. В. Богачев пришел к заключению, что они являются переотложенными остатками эоценовой фауны. Такой, несколько неожиданный, вывод не соответствует условиям нахождения остатков рыб в акчагыльских отложениях Челекена, где встречаются отпечатки совершенно целых особей, что противоречит возможности их переотложения.

А. В. Ярмоленко (1934), исследовавший образцы древесины, собранные на Челекене К. П. Калицким, определил ее как арчу (*Juniperoxylon kalickiji* in sp. nova).

Нами установлено, что в большинстве случаев в породах акчагыльского, а также в исследованной нижней части апшеронского ярусов Прибалханского района встречаются скорлупки диатомовых водорослей; форма скорлупок преимущественно игольчатая (длина до 0,2 *мм* при ширине до 0,05 *мм*), но встречаются также укороченные и округлые формы (фиг. 8). Скорлупки диатомовых водорослей были обнаружены также при просмотре шлифов и фракций из акчагыльских отложений Красноводского полуострова и района Астрахани (Красный Яр), причем в этих местах диатомовые представлены иными формами, чем в Прибалханском районе.

До недавнего времени считалось, что в акчагыльских отложениях



Фиг. 8. Диатомовые водоросли из акчагыльских отложений Прибалханского района. Увел. 600. Монжуклы, обр. $^{3}/_{38}$

диатомовые водоросли встречаются редко (К. А. Али-заде, 1954). Однако исследования И. А. Купцовой (1957), обнаружившей обильную флору диатомовых в акчагыльских отложениях в районе г. Уральска, и наши показывают, что в акчагыльском бассейне эти водоросли имели широкое распространение.

В заключение кратко остановимся на характеристике отложений акчагыльского яруса территорий, окружающих Прибалханский район.

На Красноводском полуострове (по данным Н. И. Андрусова, М. Ф. Двали, Г. А. Лебедева, Л. А. Никитюк, В. П. Колесникова и др.) акчагыл представлен всеми тремя подъярусами. Нижний акчагыл сложен зелеными сланцеватыми, иногда тонколистоватыми глинами и мелкослоистыми глинистыми зеленовато-серыми, зелеными, иногда белыми мергелями. В среднем акчагыле преобладают известняки, среди которых широко распространены ракушечники; часто эти отложения косослоисты и содержат включения галек, гравия, прослои конгломератов, а также прослои гипса. Верхний акчагыл представлен детритусовыми известняками, косослоистыми песками и песчаниками. Породы яруса содержат обильную фауну моллюсков. Мощность их составляет 90—110 *м*.

Небольшие изолированные выходы акчагыла встречены у подножия Большого Балхана: на юге — около горы Караджа-Даг и на самом восточном окончании — у подножия горы Секи-Даг (Васильевский, 1926, 1932; Тиунов, 1961а). Сложен здесь он ракушечными известняками, содержащими гальку известняков юрского и мелового возраста, а также маломощными прослоями песков. Мощность отложений около 3—4 *м*. Породы содержат довольно разнообразную фауну моллюсков.

В северной и центральной частях Западного Копет-Дага отложения акчагыльского яруса, залегающие на различных горизонтах кайнозоя и мезозоя, представлены толщей песчано-глинистых пород, иногда с подчиненными прослоями конгломератов, раковинных известняков и гидрохимических осадков; мощность их составляет 240—600 *м*. Строение этих отложений освещено в работах Н. И. Андрусова, А. Д. Нацкого, В. В. Александрова, И. И. Никшича, В. Н. Огнева, Г. К. Орьева, В. П. Колесникова, А. А. Али-заде, А. И. Смолко, Н. С. Викторовой, К. А. Ушко и других. В этих районах акчагыл некоторыми исследователями (Г. К. Орьев, А. И. Смолко) расчленяется так же, как и в Прибалханском районе, на пять литологических пачек. Н. С. Викторова, помимо пяти пачек, выделяет еще одну, конгломератовую пачку, залегающую в основании разреза северных районов Западного Копет-Дага. В южных районах Западного Копет-Дага (особенно в районе Ала-Дага) разрез акчагыла по литологии сходен с красноводским.

В южной части Западно-Туркменской низменности — в Гасан-Кулийском районе — вскрытый скважинами разрез акчагыла по составу пород и мощности близок к челекенскому.

Апшеронский ярус

В Прибалханском районе породы апшеронского яруса обнажаются на антиклинальных поднятиях Челекена, Небит-Дага, Монжуклы, Боя-Дага и Сыртланли, а на остальной площади покрыты более молодыми отложениями. Буровыми скважинами они вскрыты на Котурдепе, Урунджуке, Каратепе, Кызылкуме и других пунктах.

Наиболее полный разрез апшеронских отложений имеется на Челекене и Монжуклы, где они представлены всеми тремя подъярусами и содержат характерную фауну моллюсков. На остальных складках описываемого района верхний апшерон отсутствует (Попов, 1961).

На всей территории Прибалханского района среди пород апшерона преобладают глины. Мощность и количество песчаных прослоев, а также зернистость песков закономерно увеличиваются с запада на восток и от нижних горизонтов к верхним. Суммарная мощность апшеронских отложений достигает 700 *м*.

Четвертичные отложения [1]

Четвертичная система представлена бакинским, хазарским, хвалынским ярусами, новокаспийскими слоями и современными эоловыми отложениями.

Бакинские отложения представлены нижним и средним подъярусами. Только на Челекене встречены во вторичном залегании верхнебакинские моллюски *Didacna rudis* Nal. и *Didacna carditoides* Andrus. Отложения бакинского яруса представлены темными (шоколадными и бурыми) тонкослоистыми глинами с подчиненными прослоями глинистых песков. В основании отмечается базальный галечник, залегающий на размытой поверхности апшеронских отложений. Характерными являются *Didacna parvula* Nal., *D. carditoides* Andrus. и формы, близкие к ним. Мощность бакинских отложений 150—160 *м* (по К. П. Калицкому). Бакинские породы дислоцированы; углы падения пластов на антиклинальных складках достигают 8—14°.

Отложения хазарского яруса широко развиты в Прибалханском районе. В основании их залегает ракушечник, выделенный П. В. Федоровым под названием урунджикского горизонта; он переполнен кардиумами, среди которых преобладают новые виды, а также *Didacna eula-*

[1] Излагается, в основном, по П. В. Федорову (1957, 1959а, б).

chia Bog., *D.* ex gr. *crassa* Eichw. и др. Прибрежные морские отложения урунджикского горизонта вверх постепенно сменяются пресноводными осадками с *Unio* и еще выше — наземными образованиями с растительными остатками (тростник). Представлены хазарские отложения палевороватыми песчанистыми глинами с прослоями серых песков. Отложения хазарского яруса венчаются наземными образованиями типа заиленных стариц голубовато-зеленоватого цвета. Мощность хазарских отложений достигает 100—120 *м*. На склонах антиклинальных складок хазарские породы полого дислоцированы (до 4—6°), на всей же остальной территории они залегают почти горизонтально.

Отложения хвалынского яруса морфологически выражены в виде террас. Нижнехвалынские террасы сложены серией галечниковых террас и береговых валов и содержат *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis. var. *cristata* Bog., *D. delenda* Bog. Верхнехвалынские террасы сложены песками с *Didacna praetrigonoides* Nal. et Anis. Мощность хвалынских песков порядка 5—15 *м*.

Отложения с *Corbicula fluminalis* Müll., встречающиеся отдельными пятнами, представляют собой, по П. В. Федорову, речную фацию верхнехвалынских отложений, связанную с деятельностью Узбоя.

По побережью Каспийского моря и площади солончака Келькор развиты новокаспийские отложения с *Cardium edule* L., которые ингрессивно заходят в древние понижения между эоловыми песчаными накоплениями.

Наконец широким распространением на территории Прибалханского района пользуются современные эоловые отложения, представленные барханными песками.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОРОД

Прибалханский район расположен на севере Западно-Туркменской низменности; северная и юго-западная части низменности соответствуют Западно-Туркменской депрессии. Последняя представляет собой восточную прибортовую зону огромной впадины, обрамленной складчатыми сооружениями Большого Кавказа, Талышскими горами, Эльбурсом, Копет-Дагом и Кубадаг-Большебалханской мегантиклиналью (Борисов и др., 1960).

Большая часть Западно-Туркменской низменности покрыта мощным комплексом четвертичных и современных отложений. Ведущую роль в изучении геологии этой территории сыграли проводившиеся в течение многих лет под руководством Ю. П. Година (Годин, 1957, 1959) геофизические исследования, выявившие основные черты ее тектонического строения. Последующими работами как геофизическими, так и буровыми строение Западно-Туркменской низменности было в значительной степени уточнено.

Северная часть Западно-Туркменской депрессии, известная под названием Прибалханской депрессии, представляет область прогибания мезозойских и палеозойских пород, заполненную третичными и четвертичными отложениями. Депрессия ограничена на севере Кубадаг-Большебалханским антиклинорием, на востоке — Малым Балханом, Кюрендагом и другими структурами Западного Копет-Дага, на юге ее граница проводится условно по широте грязевого вулкана Гограндаг (Годин, 1957).

На фоне равнины, сложенной с поверхности мощным комплексом современных отложений, выступают в виде отдельных небольших островов куполовидные, сильно разбитые тектоническими нарушениями, поднятия: Челекен, Монжуклы, Боя-Даг, Сыртланли, в размытых сводах которых обнажена красноцветная толща; Небит-Даг, сложенный с поверхности породами апшерона; Северный и Южный Урунджуки, Кум-Даг и Каратепе, на поверхности которых выходят бакинские отложения. Отдельные выходы бакинских и хазарских отложений, разбитых дизъ-

юнктивными нарушениями, отмечены в районах Котурдепе, Тургай-Дага, Кобека и Куйджок.

Геофизическими исследованиями в пределах Прибалханской депрессии, помимо перечисленных выше, выявлен ряд погребенных складок, скрытых под современными образованиями. Антиклинальные складки, развитые в пределах депрессии, имеют основное простирание широтное или ВСВ—ЗЮЗ, обычно расположены кулисообразно и приурочены к определенным зонам поднятий. Ю. Н. Годин выделяет две основные зоны поднятий: Центральную Прибалханскую и Боядагскую, разделенные глубокой Кызылкумской синклиналью.

Центральную зону поднятий образуют структуры, характеризующиеся наибольшими размерами. Наиболее крупными складками этой зоны являются: Челекенская, общая протяженность которой более 60 *км*, при ширине 18 *км* и высоте поднятия по кровле красноцветной толщи более 2000 *м*; Котурдепинская, протяженностью свыше 40 *км*; Небитдагская, ось которой прослежена на протяжении около 25 *км*, при высоте поднятия 3000 *м*[1]. Несколько меньший размер имеет Монжуклинская складка (длина 12 *км*, высота поднятия около 1000 *м*); значительно меньше складки Урунджукская (длина 8 *км*, высота поднятия около 200 *м*) и Каратепинская (длина 10 *км*, высота поднятия около 500 *м*).

Боядагская зона поднятий наиболее четко выражена в своей восточной части Сыртланлинской и Боядагской складками, которые, по данным сейсморазведки, разделены серией сбросов, а в крыльевых частях сливаются в одну крупную складку — Боядаг-Сыртланлинскую; длина ее превышает 30 *км*, при ширине около 8 *км* и высоте по южному крылу более 2500 *м*. Западнее расположена Куйджокская складка. Еще западнее, вблизи берега моря, располагаются крупные Курбаннязское и Узунада-Эрдеклинское поднятия.

В восточной части Прибалханской депрессии, между указанными основными зонами поднятий, Ю. Н. Годин выделяет менее четкую третью зону — Кумдагскую. Наиболее крупной складкой здесь является Кумдагская (длина более 10 *км*, высота поднятия около 600 *м*), к востоку от которой расположена Кобекская. На западном погружении Кум-Дага выявлено Кызылкумское поднятие.

Между основными зонами поднятий выявлена крупная глубокая Кызылкумская синклиналь. Наиболее глубокое погружение условного сейсмического горизонта, проведенного приблизительно по кровле красноцветной толщи, оценивается в 3500 *м*. Общая длина синклинали превышает 100 *км*, ширина более 25 *км*.

С севера Центральная Прибалханская зона поднятий отделена от Кубадаг-Большебалханского антиклинория обширной синклинальной зоной. Наиболее крупной из синклиналей, по данным сейсморазведки, является Келькорская, занимающая всю площадь солончака Баба-Ходжа (Келькор). Длина ее более 60 *км*, ширина в центральной части 20 *км*. Условный сейсмический горизонт, проведенный приближенно по кровле красноцветной толщи, в наиболее погруженной части синклинали находится на абсолютной отметке минус 2600 *м* (в районе Урунджуков — минус 1200 *м*).

К югу от железнодорожной станции Бала-Ишем намечается пережим, отделяющий Келькорскую синклиналь от сравнительно небольшой Северо-Каратепинской мульды, которая в свою очередь отделяет Каратепинскую складку от Большого Балхана. На западе, также после небольшого пережима, расположенного к северу от Котурдепе, Келькорская синклиналь переходит в Дервишскую, разделяющую Челекенскую и Дарджин-

---

[1] Между Котурдепинской и Небитдагской складками выявлено относительно небольшое поднятие Барса-Кельмес.

скую структуры. Северные крылья этих синклиналей слагают Дарджа-Большебалханскую моноклиналь, осложненную ступенчатыми сбросами, структурными террасами и на отдельных участках пологими поднятиями.

Менее значительные, но четкие мульды выявлены в восточной части Прибалханской депрессии. Здесь располагается довольно глубокая Кумдаг-Каратепинская мульда, разделяющая Кумдагскую, Каратепинскую, Западно-Малобалханскую и Кобекскую структуры. Восточнее расположена пологая синклиналь, приуроченная к «Дапатинскому коридору» между Кюрендагом на юге и Малым Балханом на севере.

Для всех рассмотренных синклиналей характерно относительно резкое погружение крыльев и выклинивание отдельных слоев и горизонтов неогеновых отложений на бортах, а также отсутствие в их центральных частях заметных угловых несогласий в глубоких горизонтах, включая и подстилающие неоген отложения.

В большей части основных антиклинальных складок Прибалханской депрессии наблюдается поднятие их центральных частей, обычно выступающих среди равнины в виде небольших изолированных возвышенностей. Южные крылья, как правило, более крутые, чем северные. Для всех складок характерно увеличение мощностей отдельных горизонтов неогеновых и четвертичных отложений в направлении от сводов к крыльям и соответственно углов падения с глубиной.

Закономерности в изменении мощностей плиоценовых и постплиоценовых отложений позволяют сделать заключение (для времени отложения этого комплекса), с одной стороны, о постоянстве погружения изучаемого района, при устойчивом отставании погружения участков, соответствующих локальным антиклинальным складкам; с другой стороны, о периодическом изменении скорости опускания и перемещении во времени центров опускания для всего района, при непостоянстве в темпе роста и в положении сводов отдельных складок (Шварц, 1962).

Характерной особенностью антиклинальных складок Прибалханской депрессии является широкое распространение дизъюнктивных нарушений, различных по амплитуде, простиранию и времени образования. Среди них отчетливо выделяются две системы — региональные и местные.

Региональные зоны разломов протягиваются на десятки километров, прослеживаются в пределах антиклинальных складок и в межантиклинальных зонах и захватывают большую толщу пород, принадлежащих различным стратиграфическим комплексам. Их возникновение связано с процессом формирования всей депрессии и основных складок. На многих из них происходили подвижки в самое последнее время, что было отмечено при аэрогеологических съемках. Амплитуда смещений по этим системам разломов измеряется сотнями метров.

Наиболее протяженные региональные зоны разломов отмечаются в центральной части депрессии (Центральная зона разломов), в западной части п-ова Челекен, на северном борту депрессии (вдоль южного крыла Большого Балхана) и в восточной ее части, в районе складок Монжуклы, Урунджук, Каратепе и Кобек.

Центральная зона разломов в районе Челекенской складки имеет восток-северо-восточное простирание, на Котурдепе и Небит-Даге — близкое к широтному, на Монжуклы и Кум-Даге — юго-восточное, а на Боя-Даге принимает меридиальное направление. От Монжуклы эта система сбросов дает ответвление по направлению к Урунджукской и Тургайдагской и далее к Каратепинской и Кобекской складкам.

На западе, в районе Челекена, центральная зона разломов представлена серией сбросов небольшой амплитуды. На Монжуклы общее опускание по главному монжуклинскому сбросу достигает 800 *м*. Западная часть Кумдагской складки опущена по этой зоне разломов, по кровле красноцветной толщи, на 300—400 *м* (по данным бурения).

Система западночелекенских сбросов, имеющая простирание СЗ—ЮВ, разбивает западную часть Челекенской складки на ряд блоков и образует серию горстов и грабенов в отложениях от красноцветной толщи до четвертичных включительно. В присводовой части Челекенской складки общая амплитуда смещения по этой системе сбросов составляет несколько сот метров, но за пределами складки быстро убывает и, очевидно, не превышает первых десятков метров. Возможно, что эта система разломов протягивается от Челекена на юго-восток вдоль берега моря и смыкается с крупными разрывами Кеймиро-Чикишлярского района.

Геофизическими работами в северной части Прибалханской депрессии на южном крыле Большого Балхана выявлен ряд протяженных ступенчатых сбросов. В отличие от ранее рассмотренных региональных нарушений, здесь наибольшие амплитуды смещений фиксируются по поверхности мезозоя, а залегающие выше горизонты заметных смещений не имеют.

Наряду с отмеченными крупными разломами в пределах складок имеется значительное количество мелких сбросов и трещин, охватывающих один или несколько смежных стратиграфических комплексов и не выходящих за пределы данной складки. Эти сбросы характеризуются в большинстве случаев небольшими амплитудами и малой протяженностью. Амплитуды в 10 и более метров встречаются относительно редко, а в большинстве случаев измеряются долями метра.

На некоторых складках Прибалханской депрессии выделяются сбросы, обязанные своим происхождением деятельности грязевых вулканов. Последние довольно широко распространены в пределах Прикаспийской низменности, в том числе и в Прибалханской депрессии.

На Челекене имеются три грязевых вулкана, один из которых — Алигул — бездействующий, а два — Западный Порсугель и Розовый Порсугель — продолжают действовать до настоящего времени; в их кратерах, заполненных водой и илом, происходит бурное выделение газа и пленок нефти. Восточнее Челекена деятельность грязевых вулканов проявилась слабее. На Небит-Даге и Боя-Даге имеются небольшие озера в жерлах действующих грязевых вулканов. Для рельефа Боя-Дага характерен высокий каменный столб Карабурун, представляющий собой некк, т. е. обнаженное денудацией жерло древнего грязевого вулкана (Калицкий, 1914а; Порфирьев, 1932).

Наиболее интенсивные извержения Алигула на Челекене происходили в среднеапшеронское время. Усиливалась деятельность грязевых вулканов Челекена и в более позднее, бакинское, время. В результате из недр Челекенской складки были вынесены огромные массы глыб и сопочной брекчии, отложившиеся вокруг грязевых вулканов. Часть этих выбросов образует массив Алигул около одноименного грязевого вулкана. Вынос огромных масс вызвал проседание пород вокруг грязевых вулканов, которое сопровождалось образованием систем радиально-концентрических сбросов, прослеживающихся вокруг всех трех челекенских грязевых вулканов.

Глава III

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД

Породы, слагающие акчагыльские отложения, а также изученные части разрезов апшеронского яруса и красноцветной толщи Прибалханского района, по источникам осадочного материала разделяются на нормально-осадочные и вулканогенно-осадочные. Первые образовались в результате отложения продуктов выветривания континентальных площадей, вторые — пеплового материала, выброшенного в атмосферу в процессе вулканической деятельности. Вулканогенно-осадочные породы составляют очень малую часть разреза — их суммарная мощность не более 40—50 *см*. Подавляющая часть акчагыльских отложений сложена нормально-осадочными породами.

НОРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Нормально-осадочные породы по вещественному составу подразделяются на терригенно-карбонатные и сульфатные.

Терригенно-карбонатные породы

Эти породы сложены терригенными зернами, глинистыми частицами и карбонатным материалом, причем соотношение между указанными составными частями меняется в широких пределах.

Изучение гранулометрического состава терригенно-карбонатных пород акчагыльского яруса Прибалханского района показало, что среди них наибольшее распространение имеют глинистые разности, менее развиты алевритовые и совсем незначительно — песчаные [1]. Карбонатность [2] пород (в пересчете на $CaCO_3$) изменяется в широких пределах — от 8 до 84%, однако в большинстве случаев — от 10 до 40% (фиг. 9). Породы с глинистым составом нерастворимого остатка, как правило, характеризуются более высокой карбонатностью, чем с алевритовым, а последние — более высокой, чем с песчаным; при этом глинистые алевриты по содержанию карбонатов тяготеют не к алевритовым, а к глинистым породам. Отмеченная закономерность нарушается в песчано-алевритовых породах образованием местных концентраций карбонатного материала — в конкрециях.

В зависимости от соотношения карбонатного и терригенного материала и гранулометрического состава последнего среди терригенно-карбонатных пород изученной части разреза плиоценовых отложений Прибалханского

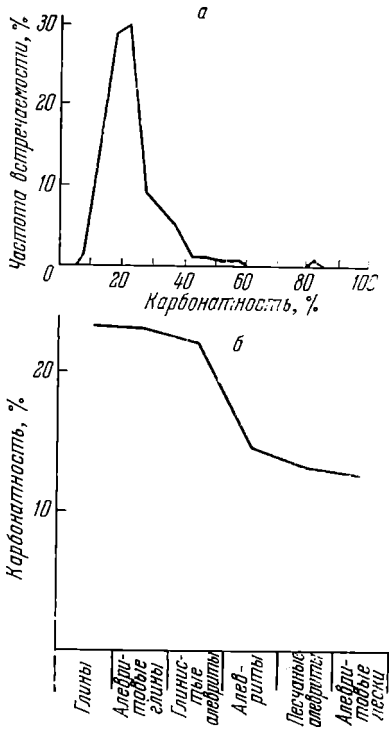
---

[1] Гранулометрический анализ проводился по методике АзНИИ.

[2] Определение общего содержания карбонатов проводилось объемным методом на приборе И. А. Преображенского (Преображенский и Саркисян, 1954).

района выделяются следующие типы: пески, алевриты, глины известковые, глины черные, известняки глинистые. Поскольку все разновидности нормально-осадочных пород слагаются одним и тем же комплексом минералов, описание их минералогического состава приведено в специальной главе.

Пески. В акчагыльских отложениях пески представлены исключительно алевритовыми разностями. Содержание мелкопесчаной фракции в этих породах не превышает 55—59%, иногда до 65%, а фракции >0,25 *мм* — 5—8%. Алевритовые частицы в них содержатся в количестве 36—43%, глинистые — 4—9%. Карбонатность акчагыльских песков 10—14%, в среднем 12%. Пески красноцветной толщи содержат гораздо больше мелкопесчаных частиц: до 80—89%, редко 67—70%; содержание фракции > 0,25 *мм* в них достигает 37—42%. В изученной части разреза апшеронских отложений пески не встречены.



Фиг. 9. Распределение карбонатности акчагыльских терригенно-карбонатных пород

а — по абсолютным величинам; *б* — по гранулометрическому составу нерастворимого остатка

Цвет песков обычно буровато-серый и бурый. Текстурные признаки песков довольно однообразны — в них наблюдается очень неясная горизонтальная, реже косая однонаправленная слоистость, образованная одинаковой ориентировкой терригенных частиц, главным образом слюд; реже слоистость вызвана чередованием зерен различной размерности. В рыхлых песках встречаются участки, сцементированные кальцитом, так называемые конкреционные песчаники. Карбонатность этих участков повышена до 36%. Всеми своими признаками конкреционные стяжения в песках не отличаются от таковых в алевритах и будут охарактеризованы при описании последних.

Пески в акчагыльских отложениях Прибалханского района имеют крайне незначительное распространение и отмечены лишь в восточной его части, где они приурочены к отложениям II пачки, причем, если на Сыртланли песчано-алевритовые породы этой пачки представлены почти нацело песками, то на Монжуклы отмечен только один прослой песка, постепенно переходящий вверх и вниз по разрезу в алевриты. Мощность прослоев песка не превышает 4—6 *м*. Отдельные маломощные прослои песка (до 10—20 *см*) встречены в породах I пачки Боя-Дага и Сыртланли. Очень широким распространением пользуются пески в отложениях красноцветной толщи, причем, как уже отмечалось, пески красноцветной толщи, в отличие от акчагыльских, представлены преимущественно более грубозернистыми разностями — песчаная фракция в них составляет свыше 75%.

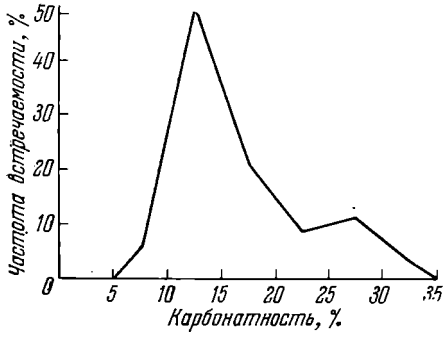
Алевриты. В отложениях акчагыльского яруса среди алевритов встречаются песчаные алевриты, чистые алевриты и глинистые алевриты. В песчаных алевритах песчаные частицы (>0,1 *мм*) составляют от 13—20% до 45—47%, а глинистые — до 20—24%. Чистые алевриты содержат более 75% алевритовых частиц. Глинистые алевриты характеризуются повышенным содержанием глинистых фракций — от 20—22% до 50%. Необходимо отметить, что по своим признакам глинистые алевриты очень

сходны с глинами, и зачастую лишь проведение гранулометрического анализа заставляет относить эти породы к алевритам. Алевриты апшеронских отложений по гранулометрическому составу не отличаются от акчагыльских; среди них также выделяются три разновидности пород. В верхней части красноцветной толщи алевритовые породы распространены мало; среди них встречены лишь песчаные алевриты.

Цвет алевритов обычно коричневато-, желтовато- и буровато-серый, бурый, а среди глинистых алевритов встречаются и зеленовато-серые. В алевритах наблюдается очень неясная горизонтальная, реже косая однонаправленная слоистость. Глинистые алевриты характеризуются тонкой горизонтальной слоистостью. Слоистость обусловлена одинаковой ориентировкой терригенных частиц, главным образом слюд, реже — чередованием зерен различной размерности.

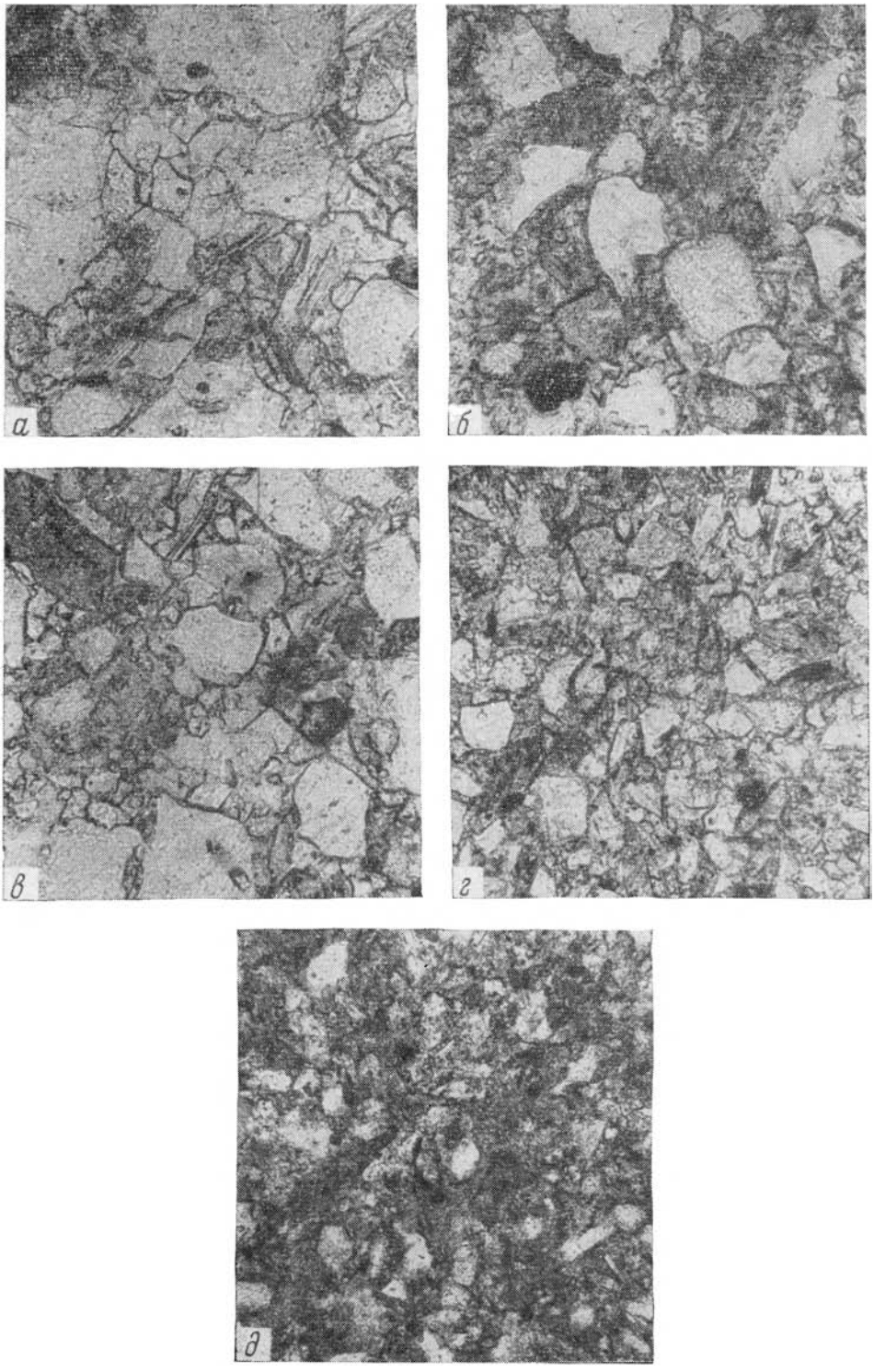
Карбонатность акчагыльских алевритов изменяется от 8 до 30%, однако в большинстве случаев составляет 10—20% (фиг. 10). Как отмечалось выше, глинистые алевриты по содержанию карбонатного материала подходят ближе к глинам, чем к другим разновидностям алевритовых пород. Средняя карбонатность акчагыльских алевритов составляет 16%. Апшеронские алевриты по содержанию карбонатного материала не отличаются от акчагыльских.

В рыхлых алевритах, так же как и в песках, встречаются сцементированные участки. Конфигурация этих участков различная — в мощных пластах они имеют более или менее изометричную (шаровидную, караваеобразную) форму до 0,5 *м* в диаметре. Расположены они иногда беспорядочно, но нередко наблюдается приуроченность их к определенному горизонту; в первом случае конкреционные стяжения имеют шарообразную форму, во втором — несколько уплощенную, караваеобразную, вытянутую вдоль по пласту. В менее мощных пластах эти стяжения характеризуются линзовидной формой, ориентированной по простиранию, а в тонких прослоях — даже дисковидной. Иногда в таких тонких прослоях конкреционные стяжения прилегают вплотную друг к другу, создавая впечатление монолитного песчаника или алевролита. В глинистых алевритах конкреции встречаются гораздо реже, чем в более крупнозернистых разностях пород. Сцементированные и поэтому более крепкие участки лучше сопротивляются выветриванию, чем вмещающие их рыхлые породы, благодаря чему хорошо выделяются в обнажениях. Конкреционные песчаники и алевролиты не нарушают общей слоистости песчано-алевритовых пород. В некоторых случаях они имеют неясное концентрическое строение, обусловленное наличием зон, окрашенных гидроокислами железа. Цементирующим веществом служит кальцит. Карбонатность конкреционных алевролитов составляет 17—46%. В центрах конкреций встречаются линзочки и галька глин, но чаще видимые центры стяжения цементирующего материала отсутствуют. Структура цемента мелко- и среднезернистая. В глинистых алевролитах цемент представлен пелитоморфной глинисто-карбонатной массой. Тип цементации базальный, реже поровобазальный (фиг. 11). Под микроскопом конкреционные пески и алевролиты обнаруживают микрослоистость, обусловленную ориентированным расположением слюд.



Фиг. 10. Распределение карбонатности акчагыльских алевритов

Алевриты составляют существенную часть акчагыльских



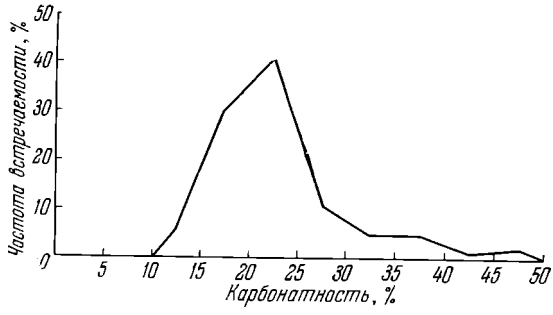
Фиг. 11. Песчано-алевритовые породы. Увел. 120, без анализатора

а — Сыртланли, обр. $^{5}/_{18}$; *б* — Монжуклы, обр. $^{3}/_{92}$; *в* — Сыртланли, обр. $^{5}/_{12}$; *г* — Сыртланли, обр. $^{5}/_{15}$; *д* — Боя-Даг, обр. $^{4}/_{39}$

отложений, причем их роль в разрезе возрастает к востоку. На западе Прибалханского района алевриты не встречены. В центральной и восточной частях района алевриты слагают пласты мощностью до 25—30 *м*. На востоке района эти породы пользуются преобладающим распространением во II и IV пачках, хотя наряду с ними присутствуют довольно мощные прослои глин. Поскольку пески содержатся во II и IV пачках в очень незначительных количествах, правильнее эти части разреза называть глинисто-алевритовыми, а не глинисто-песчаными, как предлагал А. И. Смолко. В виде маломощных прослоев (от нескольких сантиметров до 2—3 *м*) алевриты встречаются и в глинистых пачках. Кроме того, глинистые алевриты нередко слагают значительные части глинистых пачек; в подобных случаях глинистые алевриты, как уже говорилось, внешне не отличаются от глин. Алевриты нижнеапшеронских отложений по своим структурным, текстурным и другим признакам мало отличаются от акчагыльских. Цвет их в основном бурый. В изученной части разреза нижнего апшерона алевриты встречены только в восточной части Прибалханского района, где они пользуются незначительным распространением, уступая глинам, хотя некоторая часть разреза этих отложений сложена глинистыми алевритами.

Глины известковые. По гранулометрическому составу среди акчагыльских известковых глин выделяются как чистые глины, содержащие менее 25% примеси песчано-алевритовых частиц, в которых содержание глинистой фракции достигает 80—90% и более, так и алевритовые глины, содержащие до 50% песчано-алевритовых фракций. Нередко повышенное содержание алевритовых фракций в алевритовых разностях известковых глин обусловлено наличием тонких (доли миллиметра) прослоечков алевритов. В изученной части разреза нижнеапшеронских отложений известковые глины по гранулометрическому составу не отличаются от акчагыльских. Глины верхней части красноцветной толщи характеризуются пониженным содержанием песчано-алевритовых фракций; глинистые частицы содержатся в них в количестве 86—99%.

Цвет известковых глин серовато-бурый, бурый, буровато-серый, серый, реже серовато-зеленый, зеленый, зеленовато-серый. Апшеронские известковые глины серые, светло-серые, буровато-серые, иногда красные. В красноцветной толще преобладают глины коричневого (шоколадного) цвета, но иногда встречаются голубоватые, синеватые и зеленоватые.



Фиг. 12. Распределение карбонатности акчагыльских известковых глин

Акчагыльские известковые глины содержат от 12—13% до 45—47% карбонатного материала, в среднем 23%, причем большинство пород этого типа характеризуется карбонатностью 15—30% (фиг. 12). Карбонатность зеленых известковых глин несколько выше, чем бурых.

Слоистость акчагыльских глин тонкая, иногда тончайшая, горизонтальная, редко волнистая, обусловлена наличием тонких и тончайших

прослоев алевритовых частиц, а также иногда примесью остатков водорослей, располагающихся по плоскостям напластования. Слоистость нижнеапшеронских известковых глин тонкая, горизонтальная. В глинах красноцветной толщи слоистость, как правило, отсутствует; излом этих глин раковистый.

В зеленых разностях акчагыльских известковых глин встречаются раковины пелеципод, гастропод, остатки рыб и насекомых. Кроме того, в них в большом количестве встречаются обрывки водорослей, располагающихся по плоскостям напластования, а также крупные ветви и стволы деревьев.

Под микроскопом известковые глины сложены микрозернистой карбонатно-глинистой массой, нередко с тонкими (от долей миллиметра до 2—3 *мм*) прослоями алевритовых частиц (фиг. 13). Ряд характерных признаков позволяет выделить среди известковых глин плиоценовых отложений Прибалханского района различные генетические разновидности, подробно о которых будет сказано в следующей главе.

Известковые глины пользуются в Прибалханском районе наибольшим распространением среди акчагыльских нормально-осадочных пород (около 75%). Их относительная роль возрастает в западном направлении.

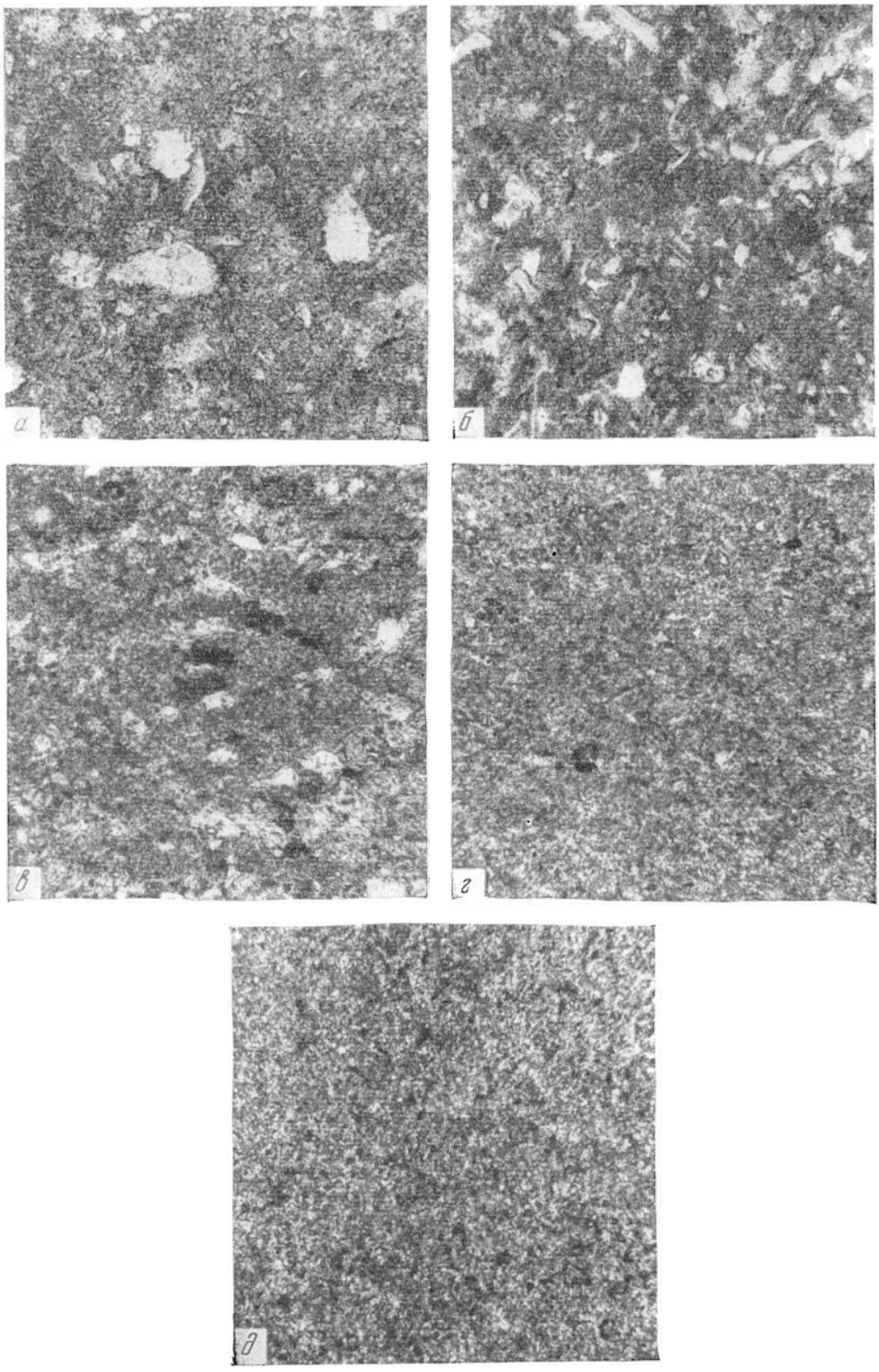
Глины черные. К этому типу отнесены некоторые глины, из изученной части нижнеапшеронских отложений[1], по ряду признаков сильно отличающиеся не только от апшеронских и акчагыльских, но и вообще от верхнеплиоценовых и четвертичных глин, развитых в Западной Туркмении. Прежде всего эти глины выделяются своей окраской — они черного цвета. Другой, пожалуй, одной из наиболее характерных особенностей является их бескарбонатность — в пределах Западной Туркмении это единственные породы среди верхнеплиоценовых и четвертичных отложений (за исключением тонких прослоев пепловых туфов), не содержащие карбонатного материала. Глинистая фракция в них составляет 72—82%. Наблюдающаяся иногда в верхней и нижней приконтактовых частях пластов черных глин тонкая горизонтальная слоистость обусловлена тончайшими (до 1—2 *мм*) прослоечками серых известковых глин, но в средней части пластов слоистость отсутствует — здесь глины оскольчатые, неслоистые; это также отличает их от известковых глин. Черный цвет глин этого типа обусловлен наличием примеси органического вещества — после обработки перекисью водорода глины приобретают светло-серый цвет. Однако количество $C_{орг}$ (1,17% на Монжуклы) в черных глинах не выше, чем в некоторых других разновидностях акчагыльских и апшеронских пород.

Присутствие прослоя черных глин в нижнеапшеронских отложениях отмечено на всей территории от Челекена на западе до Монжуклы на востоке. Его мощность на Монжуклы — 10 *м*, на Небит-Даге — 2—3 *м*, на Челекене — 1 *м*.

Известняки глинистые. Глинистые известняки встречены только в отложениях акчагыльского яруса. Они зеленого или серовато-зеленого цвета с тонкой горизонатальной слоистостью, плитчатые, крепкие. В них так же, как и в зеленых известковых глинах, встречается фауна моллюсков и рыб, а также растительные остатки. Карбонатность глинистых известняков составляет 59—84%. Состоят они из политоморфной глинисто-карбонатной массы (фиг. 14). Карбонат представлен кальцитом.

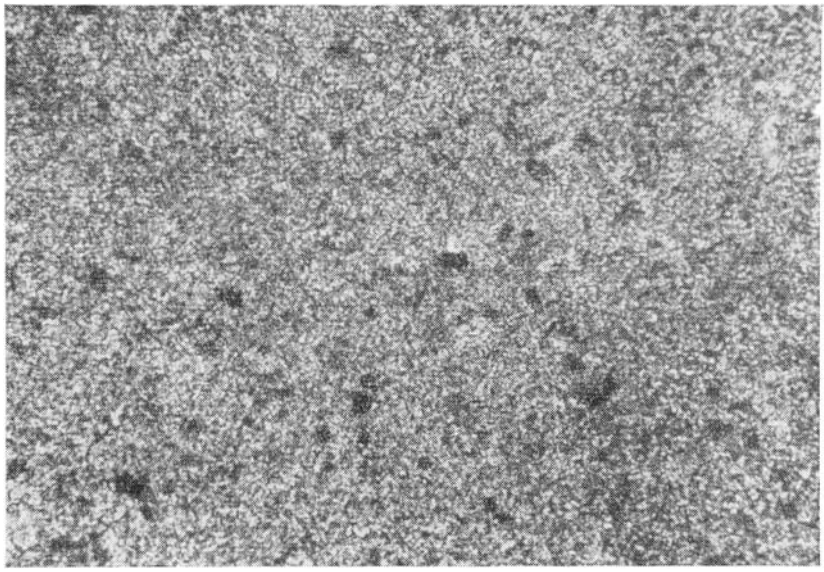
Глинистые известняки встречаются в отложениях акчагыльского яруса крайне редко — из всех проанализированных образцов к ним отнесено всего два. Во всех случаях глинистые известняки встречены в определенных частях разреза — они располагаются или в нижней части I пачки

[1] Прослои черных глин встречаются и в более молодых отложениях Челекена (апшеронских и бакинских).



Фиг. 13. Известковые глины. Увел. 120, без анализатора

а — Боя-Даг, обр. $^{4}/_{41}$; *б* — Монжуклы, обр. $^{3}/_{71}$; *в* — Монжуклы, обр. $^{3}/_{12}$; *г* — Монжуклы, обр. $^{3}/_{36}$; *д* — Монжуклы, обр. $^{3}/_{30}$



Фиг. 14. Глинистый известняк. Увел. 360, без анализатора. Монжуклы, обр. $^3/_4$

(Сыртланли), или в самом ее основании (Монжуклы). Мощность пластов глинистых известняков 2—3 *м*.

В самой нижней части разреза апшеронских отложений Монжуклы в слоях, перемятых в результате подводных оползней, встречаются глыбы бледно-зеленых глинистых известняков. С. И. Зеленский (1950) считает, что они обязаны своим появлением разрушению венчающих разрез акчагыла тонкослоистых зеленых известковых глин. Однако подобному заключению противоречит размер этих глыб — до 3—5 *м*, тогда как мощность пласта акчагыльских известковых глин составляет всего 2 *м*. Кроме того, изучение минералогического состава этих глыб показало, что по составу тяжелых фракций они ближе подходят к глинистым известнякам, залегающим в основании акчагыльских отложений, чем к известковым глинам кровли. Не исключено, что эти глыбы были вынесены по главному монжуклинскому разлому подобно тому, как на Челекене грязевым вулканом Алигул были вынесены крупные глыбы палеогеновых пород.

Сульфатные породы

Сульфатные породы в отложениях акчагыльского яруса представлены тонкими (от нескольких миллиметров до 10 *см*) прослоями гипса, залегающими в I пачке согласно с общим напластованием осадков, что подтверждает их седиментационное происхождение. Количество и мощность прослоев гипса увеличивается к востоку. Гипс рыхлый, распадается на мелкие кристаллики, что, возможно, является следствием воздействия гипергенных процессов.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

В акчагыльских отложениях Прибалханского района вулканогенно-осадочные породы представлены прослоями пепловых туфов и встречены всюду, где осадки этого возраста обнажаются на дневной поверхности — на Челекене, Монжуклы, Боя-Даге и Сыртланли. Присутствуют они и за

пределами Прибалханского района. Обычно их прослои приурочены к нижнеакчагыльским отложениям; в этой части разреза они встречены во всех перечисленных складках и, кроме того, на Красноводском полуострове и Малом Балхане. В верхнем акчагыле пепловые туфы встречены лишь в районе Кизыл-Арвата (Али-заде и Ротко, 1956). Прослои этих пород встречаются также в отложениях красноцветной толщи Челекена и апшеронского яруса Челекена и Монжуклы. В целом по направлению с запада на восток уменьшается как количество прослоев пепловых туфов, так и их мощности.

Акчагыльские пепловые туфы. На Челекене пепловые туфы приурочены к нижней части разреза, соответствующей I пачке, где расположено 12 их прослоев мощностью от 0,5—1 *см* до 10—15 *см*, не считая многочисленных миллиметровых прослоечков. Они белого или светло-желтого цвета, рыхлые. В более мощных прослоях наблюдается утонение зернистости пеплового материала к кровле. Были изучены пепловые туфы из второго прослоя мощностью 15 *см* (обр. $^2/_3$), четвертого прослоя мощностью 10 *см* (обр. $^2/_5$ из нижней части и обр. $^2/_6$ из верхней) и шестого — мощностью 13 *см* (обр. $^2/_7$).

На Монжуклы в I пачке присутствует пять прослоев пепловых туфов мощностью от 0,5 до 5—6 *см*. Были изучены образцы из нижних четырех прослоев. В самом нижнем, первом прослое пепловый туф темно-желтый, тонкослоистый, восковидный, жирный на ощупь (обр. $^3/_3$); во втором прослое (обр. $^3/_5$) — серый, плотный, оскольчатый, жирный на ощупь, с поверхности окрашен в темно-желтый цвет; в третьем прослое (обр. $^3/_7$) — плотный и крепкий, хорошо колется молотком, желтовато-серого цвета, с поверхности окрашен в ржавые тона; в четвертом прослое — комковатый, уплотненный, желтого цвета (обр. $^3/_9$).

На Боя-Даге в I пачке насчитывается до шести прослоев пепловых туфов мощностью от 0,2 до 1,5 *см*. Были изучены образцы из второго и третьего прослоев. Пепловый туф второго прослоя (обр. $^4/_2$) плотный, жирный на ощупь; цвет его белый, а в кровле и подошве он интенсивно окрашен в малиново-красный цвет; туф третьего прослоя — серый, слоистый, жирный на ощупь, с поверхности окрашен в ржавый цвет (обр. $^4/_7$). В целом боядагские пепловые туфы внешним обликом напоминают бентонитовые глины.

На Сыртланли отмечено присутствие трех прослоев пепловых туфов, залегающих так же, как и на других складках, в зеленых известняковых глинах I пачки; мощность прослоев от 1 до 2—3 *см*. Был изучен пепловый туф из верхнего прослоя (обр. $^5/_{10}$) — белый плотный, жирный на ощупь, типичная бентонитовая глина.

Изучение гранулометрического состава образцов пепловых туфов показало, что на Челекене они представлены преимущественно алевритовыми разностями, а восточнее в их составе, как правило, увеличивается содержание частиц глинистой размерности. Все образцы характеризуются невысокими значениями карбонатности (0—1,5%). Пепловые туфы почти нацело состоят из вулканического стекла и продуктов его изменения. Подробнее о их минералогическом составе будет сказано в VI главе.

Нижнеапшеронские пепловые туфы Челекена. До недавнего времени считалось, что в нижнеапшеронских отложениях Челекена присутствует лишь один прослой пеплового туфа, залегающий в самой верхней части этих отложений (горизонт «h» по номенклатуре В. Н. Вебера и К. П. Калицкого). А. С. Архипченко (1956) установил наличие прослоя пеплового туфа в нижней части нижнеапшеронских отложений в районе Алигула и восточнее Дагаджика.

Во время полевых работ северо-восточнее Дагаджика, в районе скв. 34, нами были обнаружены два прослоя пепловых туфов, рыхлых, с большим количеством уплотненных комочков, охристого цвета, мощностью по 5 *см*

каждый, залегающих в основании нижнеапшеронских отложений — в 1,3 *м* (обр. $^2/_{23}$) и 0,9 *м* (обр. $^2/_{24}$) ниже подошвы черных глин «в». По гранулометрическому составу они относятся к глинистым алевритам. Так же, как и акчагыльские, нижнеапшеронские пепловые туфы почти нацело состоят из зерен вулканического стекла и продуктов его изменения.

Как видно из изложенного, в Прибалханском районе акчагыльские отложения сложены весьма ограниченным количеством литологических разностей пород. Собственно в акчагыльских отложениях присутствуют породы всего шести типов, из которых два — известковые глины и алевриты — слагают почти всю их толщу, а остальные составляют очень незначительную ее часть.

Глава IV

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ, ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

ФАЦИИ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

Ознакомление с разрезами плиоценовых отложений Прибалханского района и слагающими их литологическими (структурными) типами пород позволяет перейти к выделению их естественных парагенетических ассоциаций, т. е. литогенетических типов отложений, а также к определению условий их образования — фаций.

При решении этих вопросов мы пользовались методом литолого-фациального анализа, разработанным коллективом геологов под руководством Ю. А. Жемчужникова, изложенным в ряде работ («Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна», 1956; «Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса», 1954; «Методы изучения осадочных пород», 1957). Эти вопросы рассмотрены также в работах Жемчужникова, Яблокова, Боголюбовой и др. (1959) и Тимофеева (1964).

Под литогенетическим типом отложений понимается один или несколько литологических типов пород, обладающих совокупностью определенных генетических признаков, отражающих общность условия образования осадков. В основу выделения литогенетических типов отложений положены главнейшие первичные (генетические) признаки, различные сочетания которых определяют облик и специфику каждого типа. Под генетическими признаками понимаются такие, которые связаны с первичным происхождением осадка, из которого в дальнейшем, в результате последующих преобразований, сформировалась горная порода. Одна часть этих признаков относится непосредственно к самим породам, другая — к взаимоотношению между различными типами пород.

Из всего разнообразия генетических признаков, относящихся как к самим породам, так и к их взаимоотношению, основное внимание уделялось главнейшим, охарактеризованным ниже, которые наиболее полно и всесторонне позволяют судить об условиях формирования (образования, накопления и захоронения) осадков.

Под условиями образования осадков, т. е. фацией, нами понимается комплекс физико-географических условий (условия среды осадконакопления), в результате существования которых сформировались осадки, обладающие соответствующим комплексом первичных парагенетически связанных признаков.

С целью наиболее полного освещения истории геологического развития территории Прибалханского района в акчагыльское время литолого-фациальному анализу были подвергнуты помимо акчагыльских также отло-

Таблица 1

Литогенетические типы и фации

Группы отложений	Фация		Литогенетический тип	
	Название	Индекс	Индекс	Название
Морские	Фации известняково-глинистых осадков прибрежной части морского бассейна	МПМ	МПМ-1	Глины, иногда алевриты глинистые, сильно известковистые, зеленовато-серого цвета, тонко-горизонтальнослоистые, с фауной пелеципод, гастропод, рыб и многочисленными остатками водорослей
			МПМ-2	Известняки глинистые, зеленовато-серые, тонко-горизонтальнослоистые, с фауной пелеципод, рыб и многочисленными остатками водорослей
	Фация глинистых осадков периферической части подводной дельты	МДО	МДО-1	Глины, алевриты глинистые, иногда с прослоями алевритов, известковые, буровато-серые, горизонтальнослоистые
	Фация алевритовых осадков центральной части подводной дельты	МДЦ	МДЦ-1	Алевриты крупно-мелкозернистые, часто песчаные, слабоизвестковистые, с неясной горизонтальной, иногда косой, как правило, однонаправленной слоистостью
	Фация алеврито-глинистых осадков прибрежно-мелководной части опресненного морского бассейна	МПО	МПО-1	Глины, иногда алевритовые глинистые, известковые, серые, горизонтальнослоистые, с фауной гастропод и пелеципод
			МПО-2	Алевриты крупно-мелкозернистые, серые
			МПО-3	Глины черные, бескарбонатные
Континентальные	Фации осадков речной долины	КР	КР-1	Пески средне-мелкозернистые, бурые, с неясной крупной косой однонаправленной, иногда горизонтальной слоистостью, с прослоями коричневых неслоистых глин

жения верхней части красноцветной толщи и нижняя часть апшеронских. По комплексу основных генетических признаков в изученной части разреза установлено присутствие осадков 5 фаций (табл. 1 и 2). Для удобства пользования названиями фаций и литогенетических типов отложений введена система буквенных и цифровых обозначений. Первая (К — континентальные) или первые две (МП — морские прибрежные) буквы обозначают группы отложений. Следующие заглавные буквы указывают на фацию. Так, например, КР — фация осадков речной долины, МПМ — фации известково-глинистых осадков прибрежной мелководной части морского бассейна. Сокращенные названия литогенетических типов образуются прибавлением цифр к буквенным обозначениям фаций; в тех случаях, когда к фации относится всего лишь один литогенетический тип, к индексу последнего также приписывается цифра.

Основными генетическими признаками, относящимися непосредственно к самим породам, являются макро- и микроструктура, минеральный состав, текстура, цвет, органические остатки, минеральные включения. Такие признаки, как характер контактов и переходов между слоями, место пород в разрезе (в частности в цикле и т. п.) относятся уже к взаимоотношению различных типов пород. Значение и роль каждого из этих признаков, а также их характеристика с разной степенью детальности в той или иной мере освещены в работах М. С. Швецова (1958), Д. В. Наливкина (1956), Л. В. Пустовалова (1940), Л. Б. Рухина (1953), Ю. А. Жемчужникова (1926, 1947, 1948, 1951), У. Х. Твенхофела (1936), Р. Р. Шрока (1950) и др. Кроме того, детальная и наиболее полная интерпретация

Таблица 2

Сравнительная характеристика пород различных литогенетических типов и фаций

Фации		Континентальные — К	Морские — М						
		КР	МДЦ	МДО	МПМ		МПО		
Литогенетические типы		КР-1	МДЦ-1	МДО-1	МПМ-1	МПМ-2	МПО-1	МПО-2	МПО-3
Породы		Пески средне-мелкозернистые с прослоями глин	Алевриты крупно-мелкозернистые	Глины, алевриты глинистые, иногда с прослоями алевролитов	Глины, иногда алевриты глинистые	Известняки глинистые	Глины, иногда алевриты глинистые	Алевриты крупно-мелкозернистые	Глины
Цвет		Буровато-серый	Буровато-серый	Буровато-серый	Зеленовато-серый	Зеленовато-серый	Серый	Серый	Черный
Слоистость		Неясная, крупная косая, участками горизонтальная	Неясная горизонтальная, иногда косая, как правило, однонаправленная	Горизонтальная	Тонкая горизонтальная, иногда — «листоватая»	Тонкая горизонтальная, иногда — «листоватая»	Горизонтальная	Неясная горизонтальная, иногда косая, как правило, однонаправленная	Отсутствует, иногда тонкая, горизонтальная
Выдержанность по простиранию		Часто выклиниваются, характерна линзовидная форма прослоев	Плохая: часто выклиниваются	Плохая	Хорошая	Хорошая	Хорошая	Плохая, часто выклиниваются	Хорошая
Карбонатность		Низкая	Низкая	Средняя	Высокая	Очень высокая	Средняя	Низкая	Отсутствует
Фауна	Пелециподы	Не обнаружены	Редкие обломки	Не обнаружены	Присутствуют	Присутствуют	Присутствуют	Не обнаружены	Не обнаружены
	Гастроподы	То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же
	Рыбы	» »	Не обнаружены	» »	» »	» »	Не обнаружены	» »	» »
	Насекомые	» »	То же	» »	» »	» »	То же	» »	» »
Флора	Водоросли	Не обнаружены	Мало	Мало	Много	Много	Не обнаружены	Не обнаружены	Не обнаружены
	Стволы деревьев	То же	Не обнаружены	Не обнаружены	Присутствуют	Присутствуют	То же	То же	То же
	Диатомовые	» »	Присутствуют	Присутствуют	То же	То же	Присутствуют	Присутствуют	Присутствуют

генетических признаков на примере изучения угленосной толщи Донбасса дана Ю. А. Жемчужниковым, Л. Н. Ботвинкиной, П. П. Тимофеевым, А. П. Феофиловой, В. С. Яблоковым и другими в ряде работ, перечисленных в начале этой главы.

Морские фации (М)

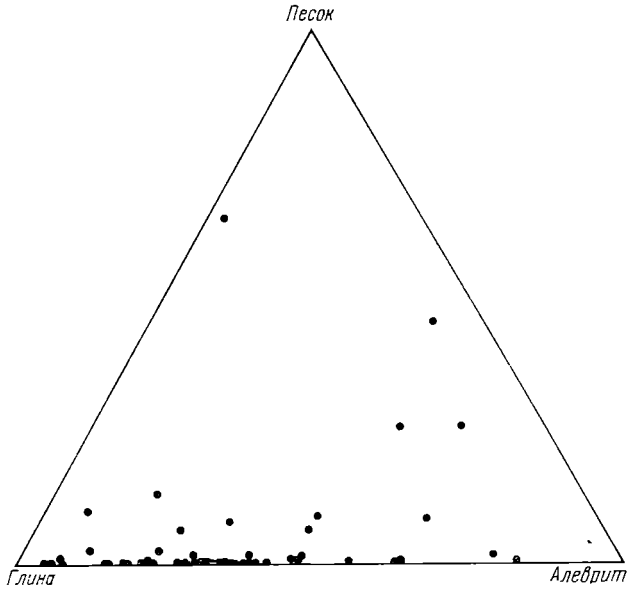
Первые три описываемые фации выделены среди отложений акчагыльского яруса.

Фация известняково-глинистых осадков прибрежной части морского бассейна (МПМ)

Осадки этой фации отлагались в относительно удаленных от подводной дельты участках акчагыльского моря, где влияние стекавших в бассейн пресных вод было в значительной мере ослаблено: в этих условиях накапливались отложения двух литогенетических типов.

Тип МПМ-1. Глины, иногда алевриты глинистые, сильноизвестковистые, зеленовато-серого цвета, тонко-горизонтальнослоистые, с фауной пелеципод, гастропод, рыб и многочисленными остатками водорослей

Отложения типа слагаются преимущественно известковыми глинами, но в центральной и восточной частях Прибалханского района в их составе встречаются и более грубозернистые породы (фиг. 15). Цвет пород обычно зеленовато-серый, серовато-зеленый, зеленый, иногда серый.

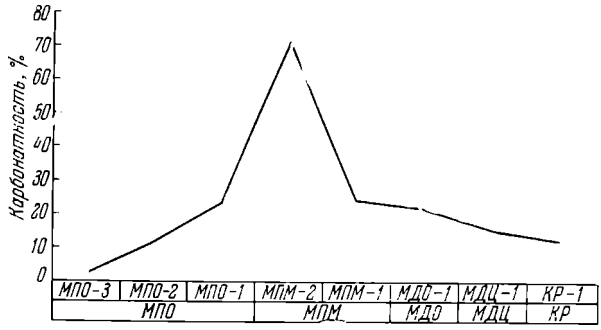


Фиг. 15. Гранулометрический состав пород фации МПМ

Текстурные особенности пород не отличаются разнообразием; для них характерна тонкая и тончайшая горизонтальная, реже волнистая слоистость, обусловленная чередованием частиц различной размерности, а также наличием примеси остатков водорослей, располагающихся по плоскостям напластования. При выветривании тончайшие слоистые глины этого типа расслаиваются, напоминая листы раскрытой книги, за что они получили название «листоватых» или «бумажных». Для пород типа МПМ-I

характерна высокая карбонатность, более высокая, чем у сходных по гранулометрическому составу пород фации глинистых осадков периферической части подводной дельты — МДО (фиг. 16).

Редкая фауна пелеципод и гастропод в породах типа представлена мелкими формами, носящими угнетенный характер. В большом количестве присутствует ихтиофауна — как остатки и отпечатки целых рыб, так и многочисленная чешуя. Иногда встречаются также остатки насекомых. Для пород данного типа характерно присутствие большого количества остатков водорослей. Часто в них встречаются крупные обугленные стволы и ветви растений.



Фиг. 16. Средняя карбонатность литогенетических типов пород

Отложения типа МПМ-1 хорошо выдержаны по простиранию. Обычно их прослои прослеживаются в пределах всей обнажающейся части складок, а прослой, залегающий в I пачке, прослежен на всех складках центральной и восточной частей Прибалханского района. По разрезу породы данного типа переходят либо в породы фации МДО, либо в породы типа МПМ-2, причем в первом случае переход бывает довольно резким, во втором — постепенным. По простиранию породы типа также сменяются либо типом МПМ-2, либо отложениями фации МДО. Мощность отложений типа МПМ-1 составляет от 1 до 25—30 *м*.

Тип МПМ-2. Известняки глинистые, зеленовато-серые, тонко-горизонтальнослоистые, с фауной пелеципод, рыб и многочисленными остатками водорослей

Отложения данного типа представлены глинистыми известняками зеленовато-серого, серовато-зеленого и зеленого цвета. За исключением высокой карбонатности, всеми генетическими признаками породы типа МПМ-2 сходны с породами типа МПМ-1. По разрезу и на площади породы типа МПМ-2 постепенно сменяются отложениями типа МПМ-1. Мощность отложений типа не превышает 2—3 *м*.

Таким образом, для пород фации МПМ характерны следующие генетические признаки: 1) в основном относительно тонкоотмученный материал; 2) зеленовато-серый цвет; 3) тонкая горизонтальная слоистость; 4) повышенная карбонатность; 5) присутствие угнетенной фауны пелеципод и гастропод; 6) наличие фауны рыб; 7) обилие остатков растений; 8) тесная парагенетическая связь с отложениями фации МДО.

Присутствие в осадках фации МПМ характерной фауны пелеципод и рыб определенно указывает, что их формирование происходило в морском бассейне при солености вод, близкой к нормальной (для данного бассейна). Относительная тонкозернистость пород фации МПМ и их высокая карбонатность объясняется тем, что во время их отложения уменьшалось поступление разбавляющего терригенного материала; отложение

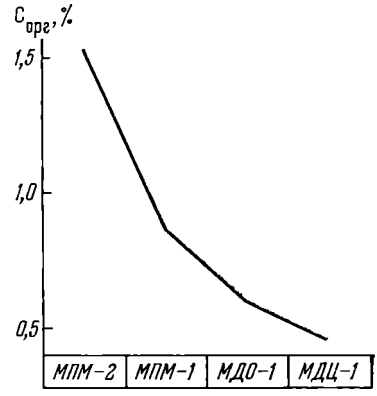
глинистых известняков МПМ-2 происходило во время минимального поступления терригенного материала в эти участки морского дна. Однако следует учитывать, что накопление осадков фации МПМ происходило одновременно на значительной территории, в силу чего физико-географические условия в различных участках бассейна могли быть несколько отличными. Так, присутствие в восточной части Прибалханского района в породах фации МПМ более грубозернистых разностей объясняется тем, что этот участок находился ближе к устью реки, впадающей в акчагыльский бассейн, чем, например, район Челекена. Опресняющим влиянием речных вод, вероятно, объясняется появление дрейссен (свидетельствующих о некотором опреснении) в породах фации МПМ Боя-Дага и Сыртланли в III пачке, тогда как на Монжуклы в этой части разреза они не встречены. Зеленый цвет пород фации МПМ обусловлен, возможно, преобладанием в них закисного железа над окисным, что в свою очередь вызвано обилием в них органического вещества (фиг. 17). Тонкая и тончайшая слоистость пород фации МПМ вызвана, по-видимому, сезонными изменениями в привносе терригенного материала. Горизонтальный характер слоистости, отсутствие знаков ряби и течений свидетельствуют о слабой динамике вод во время отложения осадков этой фации.

Фация глинистых осадков периферической части подводной дельты (МДО)

Представлены эти отложения одним литогенетическим типом МДО-1.

Тип МДО-1. Глины, алевриты глинистые, иногда с прослоями алевритов, известковые, буровато-серые, горизонтальнослоистые

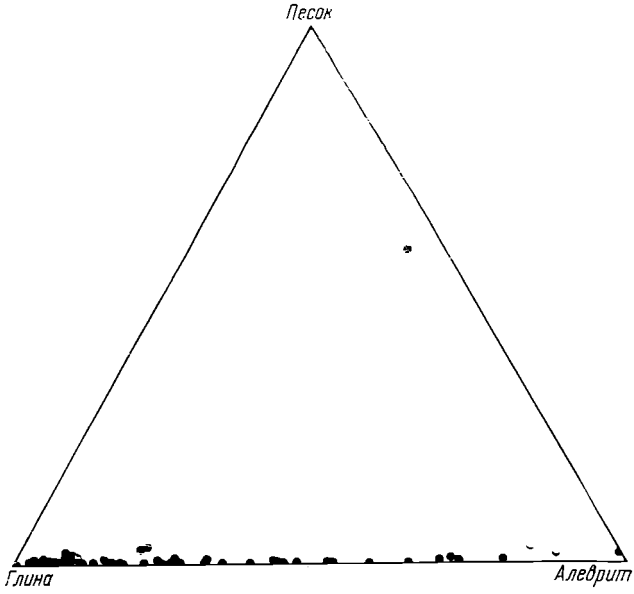
Отложения типа представлены главным образом глинами, в меньшей степени глинистыми алевритами, иногда с тонкими прослоями алевритов (фиг. 18). Для них характерна горизонтальная слоистость, обусловленная наличием тончайших (до 2—3 *мм*) прослоечков алевритов. Карбонатность пород этого типа ниже, чем у близких по гранулометрическому составу пород фации МПМ. Фауна моллюсков в породах типа МДО-1 не встречена. Из флоры изредка попадаются мелкие обрывки низших растений, по-видимому, водорослей.



Фиг. 17. Среднее содержание $C_{орг}$ в акчагыльских литогенетических типах пород

Прослои пород типа МДО-1 довольно хорошо выдержаны по простиранию — гораздо лучше, чем отложения фации алевритовых осадков центральной части подводной дельты (МДЦ), но хуже отложений фации МПМ. Мощность отложений описываемого типа — от нескольких сантиметров до 60—80 *м*. По разрезу породы данного типа сменяются либо отложениями фации МПМ, либо осадками фации МДЦ. При смене пород типа МДО-1 породами фации МПМ граница между ними бывает довольно отчетливой, но размыва на границе не наблюдается. Смена отложений типа МДО-1 породами фации МДЦ вниз по разрезу постепенная, нередко через чередование отложений этих двух фаций. Вверх по разрезу породы типа МДО-1 сменяются породами фации МДЦ довольно резко, причем иногда на границе этих отложений наблюдается размыв.

На площади отложения фации МДО в сторону центральной части акчагыльского бассейна постепенно переходят в отложения фации МПМ, а в противоположном направлении — в отложения фации МДЦ. Такая парагенетическая связь свидетельствует о том, что накопление осадков фации МДО происходило в участках акчагыльского бассейна, располагавшихся между областями накопления фации МПМ и МДЦ — в зоне мелководья, вблизи приустьевой части реки, т. е. они являются отложениями



Фиг. 18. Гранулометрический состав пород фации МДО

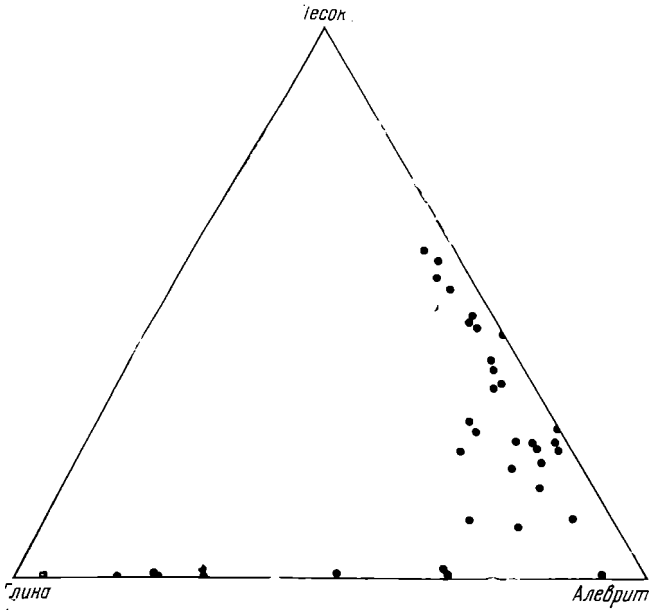
окраинных частей подводной дельты. Воды, отлагавшие осадки фации МДО, имели пониженную (по сравнению с нормально-морскими водами акчагыльского бассейна) соленость, что создавало неблагоприятные условия для жизни морских организмов; этим и объясняется отсутствие фаунистических остатков в породах фации.

Фация алевритовых осадков центральной части подводной дельты (МДЦ)

Тип МДЦ-1. Алевриты крупно-мелкозернистые, часто песчаные, слабоизвестковистые, с неясной горизонтальной, иногда косой, как правило однонаправленной, слоистостью

Отложения типа слагаются главным образом алевритами от мелко- до крупнозернистых, изредка переходящих в мелкозернистые пески. Во многих породах типа присутствует примесь глинистого материала (фиг. 19). Кроме того, иногда в породах типа встречаются отдельные гальки глин. Преобладающим цветом является буровато-серый и бурый. Текстурные признаки довольно однообразны: породы типа характеризуются неясной горизонтальной, иногда неясной косой однонаправленной слоистостью. Карбонатность пород наименьшая по сравнению с другими литогенетическими типами акчагыльских пород. Фауна моллюсков в отложениях типа отсутствует. Лишь иногда в них попадаются мелкие обломки раковин, не поддающиеся определению. Очень редко встречаются мелкие обрывки низ-

ших растений, скорее всего водорослей. Мощность отложений типа от долей метра до 35—40 *м* и более. Вверх по разрезу породы типа обычно постепенно сменяются отложениями фации МДО, а с подстилающими они имеют большей частью резкий контакт, иногда даже с размывом. Прослои пород типа МДЦ-1 плохо выдержаны по простиранию и часто характеризуются линзовидной формой залегания. В сторону бассейна они постепенно переходят в отложения фации МДО.



Фиг. 19. Гранулометрический состав пород фации МДЦ

Отсутствие признаков, свидетельствующих о выведении осадков фации МДЦ на дневную поверхность, с одной стороны, и тесная их связь с породами фации МДО,— с другой, указывают на их бассейновый генезис. Это говорит о том, что песчано-алевритовые породы фации МДЦ отлагались в прибрежной части бассейна, прилегавшей к устью реки, т. е. они являются отложениями подводной дельты, скорее всего ее центральной части. Речные воды, выносившие осадки в бассейн, размывали прибрежное дно и в зависимости от силы потока вырабатывали донные формы рельефа, которые тут же заполнялись осадками. Подвижность водной среды, ее высокая мутность и резко отличная от морской соленость не благоприятствовали расселению здесь фауны.

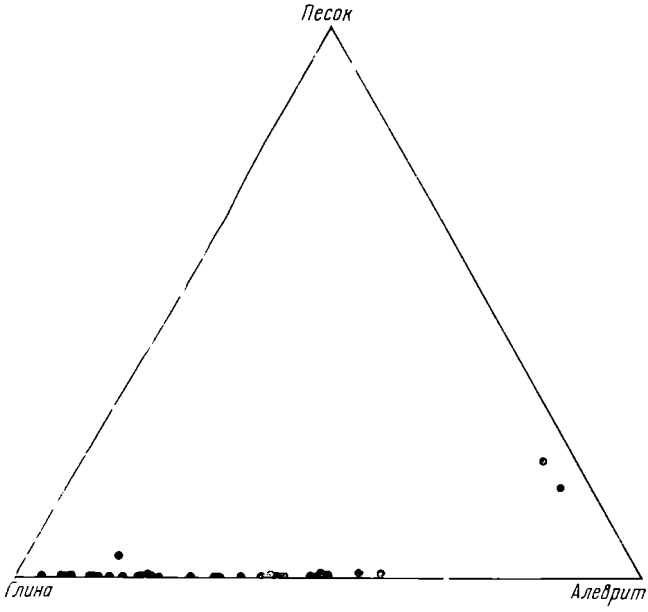
Как видно из изложенного, в изученных разрезах акчагыльских отложений Прибалханского района по комплексу генетических признаков выделяются осадки трех фаций. Несколько отличные от описанных фациальные обстановки существовали в акчагыльском бассейне у южного подножья Большого Балхана, где происходило накопление детритусовых известняков, конгломератов и песков.

Фация алевритово-глинистых осадков прибрежно-мелководной части опресненного морского бассейна (МПО)

Отложениями этой фации сложена изученная часть разреза нижнеапшеронского возраста; здесь выделяются породы трех литогенетических типов.

Тип МПО-1. Глины, иногда алевриты глинистые, известковые, серые, горизонтальнослоистые, с фауной гастропод и пелеципод

Отложения типа слагаются преимущественно известковыми глинами, иногда переходящими в глинистые алевриты (фиг. 20). Цвет пород серый, светло-серый, иногда буровато-серый, изредка красный. Для них характерна горизонтальная слоистость, обусловленная наличием тонких (до 2—3 *мм*) прослоечков алевритов. Карбонатность пород типа МПО-1 близка к карбонатности пород типа МДО-1, иногда несколько выше. Фауна представлена в основном мелкими гастроподами и в меньшей степени



Фиг. 20. Гранулометрический состав пород фации МПО

пелециподами (дрейссенами). Остатков флоры, за исключением скорлупок диатомовых водорослей (которые присутствуют и в акчагыльских породах), не обнаружено. Мощность отложений типа МПО-1 достигает 100—120 *м*. По разрезу и на площади породы типа МПО-1 замещаются породами типа МПО-2, а иногда — породами типа МПО-3. В нижней части разреза апшеронские породы типа МПО-1 сменяются акчагыльскими типа МПМ-1 или МДО-1; граница между ними отчетливая, но без следов размыва.

Тип МПО-2. Алевриты крупно-мелкозернистые, серые

Отложения типа представлены крупно-мелкозернистыми алевритами серого и буровато-серого цвета. По многим генетическим признакам породы типа МПО-2 сходны с породами типа МДЦ-1. Для них также характерна неясная горизонтальная, реже косая однонаправленная слоистость. Мало отличаются они и по величине карбонатности. Также не встречены в них флора и фауна. Прослои пород литогенетического типа МПО-2 плохо выдержаны по простиранию, замещаясь породами типа МПО-1. В вертикальном направлении они также переходят в породы МПО-1, залегая на последних, как правило, с размывом. Мощность пород типа МПО-2 в

изученной части разреза незначительна — от нескольких сантиметров до 10—20 *м*. Прослои их присутствуют лишь в центральной и восточной частях Прибалханского района.

Тип МПО-3. Глины черные, бескарбонатные

Отложения типа сложены черными практически бескарбонатными оскольчатыми глинами. Слоистость, как правило, отсутствует. Фауна и флора, за исключением скорлупок диатомовых водорослей, не обнаружены. Мощность отложений этого типа составляет 1—10 *м*. Отложения типа МПО-3 хорошо выдержаны по простиранию, их прослой прослежен от Челекена, на западе, до Монжуклы, на востоке; залегают среди отложений типа МПО-1. Восточнее они замещаются отложениями типа МПО-1.

Таким образом, для пород фации МПО (за исключением типа МПО-3) характерны следующие генетические признаки: 1) преимущественно тонкозернистый материал; 2) преобладание серого цвета; 3) горизонтальная слоистость; 4) довольно высокое содержание карбонатов; 5) присутствие фауны гастропод и дрейссенсий.

Соленость вод апшеронского моря была низкой, гораздо меньшей, чем акчагыльского. Это обусловило развитие в нем своеобразной фауны моллюсков — в Прибалханском районе в изученной части разреза апшеронских отложений преобладают гастроподы и дрейссенсии. Очень вероятно, что не содержащие фауны красные глины, присутствующие среди апшеронских отложений типа МПО-1 на Боя-Даге, отлагались в периферической части подводной дельты; иначе говоря, они образовались в условиях, близких к условиям образования пород фации МДО акчагыльского возраста. Не исключено также, что алевриты типа МПО-2, очень сходные по генетическим признакам с алевритами типа МДЦ-1, являются отложениями фации центральной части подводной дельты, тем более, что выше по разрезу на Небит-Даге в апшеронских отложениях отмечено присутствие мощной песчаной свиты речных отложений. Однако недостаток данных не позволяет произвести достаточно хорошо обоснованное выделение этих фаций, и мы относим все изученные нами нижнеапшеронские отложения к фации МПО, отмечая некоторую условность такого отнесения.

Своеобразный литогенетический тип среди осадков фации МПО представляют черные глины (МПО-3). Один из первых исследователей Челекена, А. П. Иванов (1908), считал, что черные глины обязаны своим происхождением деятельности грязевого вулкана Алигул, которая выразилась в отложении на периферии кратера мощных пластов сопочной брекчии, конгломератов и тончайших слоистых черных глин — сопочного ила. Точки зрения о грязевулканическом образовании этих глин придерживается и Г. И. Попов (1956).

Как известно, на Челекене имеются три грязевых вулкана, два из которых действующие — Западный Порсугель и Розовый Порсугель, и один бездействующий — Алигул. На Челекене же наблюдается и наибольшее развитие черных глин — в отложениях апшеронского и бакинского ярусов присутствует до пяти сложенных ими горизонтов, причем мощность некоторых из них достигает 60 *м*. В некоторых случаях, по мере приближения к грязевому вулкану Алигул, наблюдается постепенный переход черных глин (горизонт «I») в сопочную брекчию. К востоку от Челекена сокращается как количество пластов черных глин, так и их мощности. На Небит-Даге и Монжуклы имеется только один пласт в нижнеапшеронских отложениях. Мощность его на Небит-Даге 2—3 *м*, на Монжуклы — 10—12 *м*.

Таким образом, в районе наибольшего развития грязевого вулканизма действительно наблюдается максимальное количество черных глин. Однако, если бы черные глины образовались из сопочного ила, исходным материалом для которого послужили какие-то глубоко залегающие породы,

можно было бы ожидать отличий в составе их тяжелых фракций от состава тяжелых фракций вмещающих пород. Трудно допустить, чтобы породы, залегающие на больших глубинах на Челекене и Монжуклы, имели ту же ассоциацию тяжелых минералов, что и верхнеплиоценовые отложения, среди которых залегают пласты черных глин; во всяком случае можно было ожидать изменения количественных соотношений между отдельными минералами. В действительности же тяжелые фракции черных глин Челекена и Монжуклы имеют практически такой же состав, что и во вмещающих их породах — изменения в соотношениях между отдельными минералами весьма незначительны.

Возможно, связь между деятельностью грязевых вулканов и образованием черных глин выражалась в следующем. Как известно, грязевые вулканы в числе других продуктов извержения выделяют углекислый газ, часто в значительных количествах (Ковалевский, 1940). Вероятно, во время усиления деятельности подводных грязевых вулканов в результате выделения больших количеств CO_2 вблизи очагов извержения изменялся щелочной режим бассейна. Это обусловило прекращение садки $CaCO_3$, чем и объясняется отсутствие в черных глинах карбонатной примеси, столь характерной для всех других нормально-осадочных пород Прибалханского района.

Таким образом, ряд характерных генетических признаков свидетельствует, что осадки фации МПО отлагались в прибрежной мелководной части опресненного морского бассейна.

Континентальные фации (К)

В изученной части разреза плиоценовых отложений осадки этой группы фаций встречены лишь в красноцветной толще.

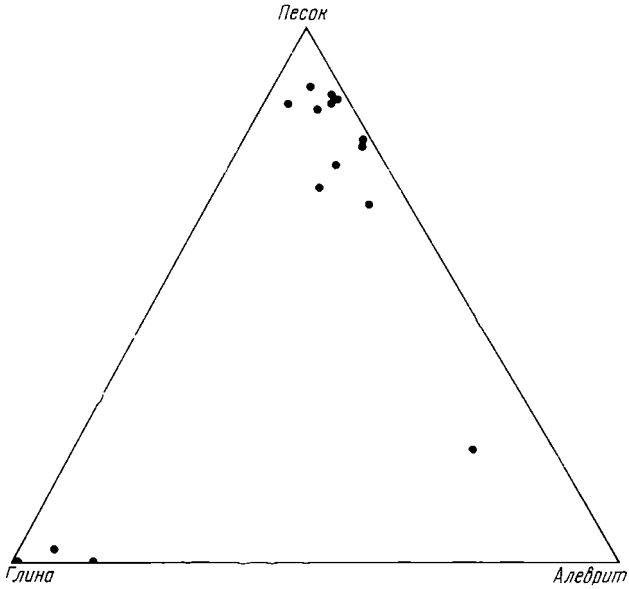
Фация осадков речной долины (КР)

Обнажающаяся часть красноцветной толщи полностью сложена отложениями данной фации. Красноцветная толща не являлась объектом наших исследований; недостаток данных не позволил достаточно обоснованно произвести выделение генетических типов осадков среди отложений этой фации. Поэтому осадки самой верхней части красноцветной толщи мы относим к одному литогенетическому типу.

Тип КР-1. Пески средне-мелкозернистые, бурые, с неясной крупной косой, однонаправленной, иногда горизонтальной слоистостью, с прослоями коричневых неслоистых глин

Отложения типа представлены преимущественно песками мелкозернистыми, реже среднезернистыми и в меньшей степени глинами (фиг. 21). Цвет песков бурый, буровато-серый, серый. Глины обычно коричневого (шоколадного) цвета, но иногда встречаются голубоватые, синеватые и зеленоватые прослои. Пески характеризуются неясной крупной косой однонаправленной слоистостью, иногда — неясной горизонтальной. В глинах слоистость, как правило, отсутствует; излом их раковистый. Прослои песков плохо выдержаны по простиранию, имеют линзовидную форму и часто залегают на подстилающих породах с размывом. Пласты глин по простиранию иногда переходят в брекчии, состоящие из обломков этих же глин, заключенных в песок. Подобные глинистые брекчии образуются при миграции русел рек, когда реки размывают берега. Наблюдаются в глинах также трещины усыхания, заполненные вышезалегающим песком; на поверхности глин иногда отмечаются следы капель дождя. Фауна в породах красноцветной толщи не встречена. Из флоры в глинах иногда присутствуют отпечатки листьев.

При рассмотрении условий осадконакопления и строения акчагыльских отложений (см. гл. VII) выясняется, что среднеплиоценовая красноцветная толща Западно-Туркменской депрессии является сложным полифациальным образованием, состоящим из бассейновых, дельтовых и аллювиальных отложений. Перечисленные выше генетические признаки позволяют сделать заключение, что верхняя (обнажающаяся) часть красноцветной толщи Прибалханского района формировалась в условиях речной долины. К выводу об аллювиальных условиях образования этих осадков (фации мигрирующего русла, поймы, стариц) пришел и С. Н. Колядный (1958), занимавшийся изучением красноцветной толщи Челекена.



Фиг. 21. Гранулометрический состав пород фации КР

Таким образом, изучение признаков литогенетических типов отложений акчагыльского яруса Прибалханского района позволило дифференцированно подойти к выяснению и уточнению условий их образования. В результате удалось установить, что накопление этих осадков происходило не просто в акчагыльском бассейне, как это считалось раньше, а в различных его частях, характеризовавшихся различными физико-географическими условиями. В участках акчагыльского бассейна, более близко расположенных к устью древней реки, накапливались наиболее грубозернистые осадки фации МДЦ. По направлению к центральной части акчагыльского бассейна эти отложения сменялись более тонкозернистыми осадками фации МДО, которые, однако, отлагались под определяющим влиянием пресных вод. И лишь в достаточном удалении от устья древней реки влияние пресных вод ослабевало настолько, что становилось возможным накопление осадков, содержащих характерную морскую акчагыльскую фауну моллюсков; здесь отлагались наиболее известковистые осадки МПМ-1, а в момент минимального привноса терригенного материала — глинистые известняки МПМ-2.

ТИПЫ ЦИКЛОВ И ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

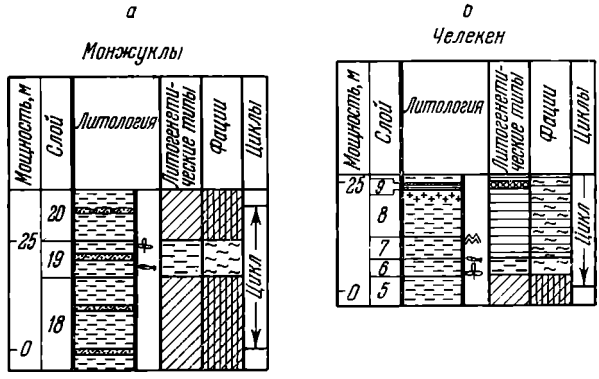
Анализ распространения литогенетических типов и фаций акчагыльских отложений Прибалханского района показал, что они распределяются в разрезе закономерно, образуя парагенетически связанные комплексы ли-

тогенетических типов отложений и им соответствующих фаций. Эти комплексы, закономерно сменяющие друг друга в определенной последовательности, нами называются циклами осадконакопления. Каждый из них состоит из отложений, образовавшихся как в трансгрессивную, так и регрессивную фазы одного колебательного движения. Но циклы в свою очередь также чередуются в разрезе, причем в определенной последовательности, отражая направленность процесса осадконакопления. Такого рода чередование циклов различных типов образует циклическое строение разреза. Циклы образованы определенным набором литогенетических типов отложений, где одному из них или нескольким соответствуют определенные условия среды осадконакопления, т. е. фация. Поэтому тому или иному типу цикла отвечает свой комплекс фаций, называемый нами обстановкой осадконакопления. Название обстановок, как и соответствующих им циклов, дано по преобладающему и наиболее типичному для них набору фаций. При выделении циклов и связанных с ними обстановок осадконакопления мы руководствовались методами фациально-циклического анализа, изложенными в ряде работ, перечисленными в начале главы.

Среди отложений акчагыльского яруса Прибалханского района установлены три группы циклов: прибрежно-морские, дельтово-прибрежно-морские и дельтовые. Отметим сразу, что под термином «дельтовые» в данном случае имеются в виду бассейновые осадки, накапливавшиеся в зоне мелководья вблизи приустьевой части реки, т. е. отложения подводной дельты.

Прибрежно-морские циклы (ПМ)

В сложении прибрежно-морских циклов принимают участие как типичные морские отложения, так и отложения периферической части подводной дельты. Циклы этой группы пользуются незначительным распространением среди акчагыльских отложений Прибалханского района.



Фиг. 22. Прибрежно-морские циклы (ПМ)

а — типичный прибрежно-морской цикл в разрезе Монжуклы; *б* — прибрежно-морской цикл в верхней части разреза Челекена. Условные обозначения см. на фиг. 1

Один из прибрежно-морских циклов выделен в разрезе Монжуклы (фиг. 22, а). Нижняя, трансгрессивная часть цикла здесь представлена отложениями глинистых осадков периферической части подводной дельты. Цикл не имеет четкой нижней границы — верхняя часть предыдущего цикла также представлена породами фации МДО. Выше по разрезу отложения фации МДО сменяются глинами фации известняково-глинистых осадков прибрежной части морского бассейна (МПМ). В верхней части цикла опять располагаются отложения периферической части подводной дельты (МДО). Верхняя граница цикла, как и нижняя, выражена нечетко — рас-

полагающийся выше цикл также начинается с отложений фации МДО. Мощность цикла 30,2 *м*.

К прибрежно-морскому относится также цикл, располагающийся в верхней части разреза акчагыльских отложений Челекена. Здесь цикл (см. фиг. 22, б) также не имеет четкой нижней границы — отложения периферической части подводной дельты (МДО) слагают как низ этого цикла, так и верх предыдущего. В средней части цикла залегает прослой глин фации известняково-глинистых осадков прибрежной части морского бассейна (МПМ). Верхняя часть цикла относится уже к апшеронскому ярусу и представлена глинами фации алеврито-глинистых осадков прибрежно-мелководной части опресненного морского бассейна (МПО). Верхняя граница цикла располагается выше изученной части разреза апшеронских отложений.

Дельтово-прибрежно-морские циклы (ДПМ)

Дельтово-прибрежно-морские циклы наиболее распространены среди акчагыльских отложений Прибалханского района. Среди них выделяются несколько разновидностей.

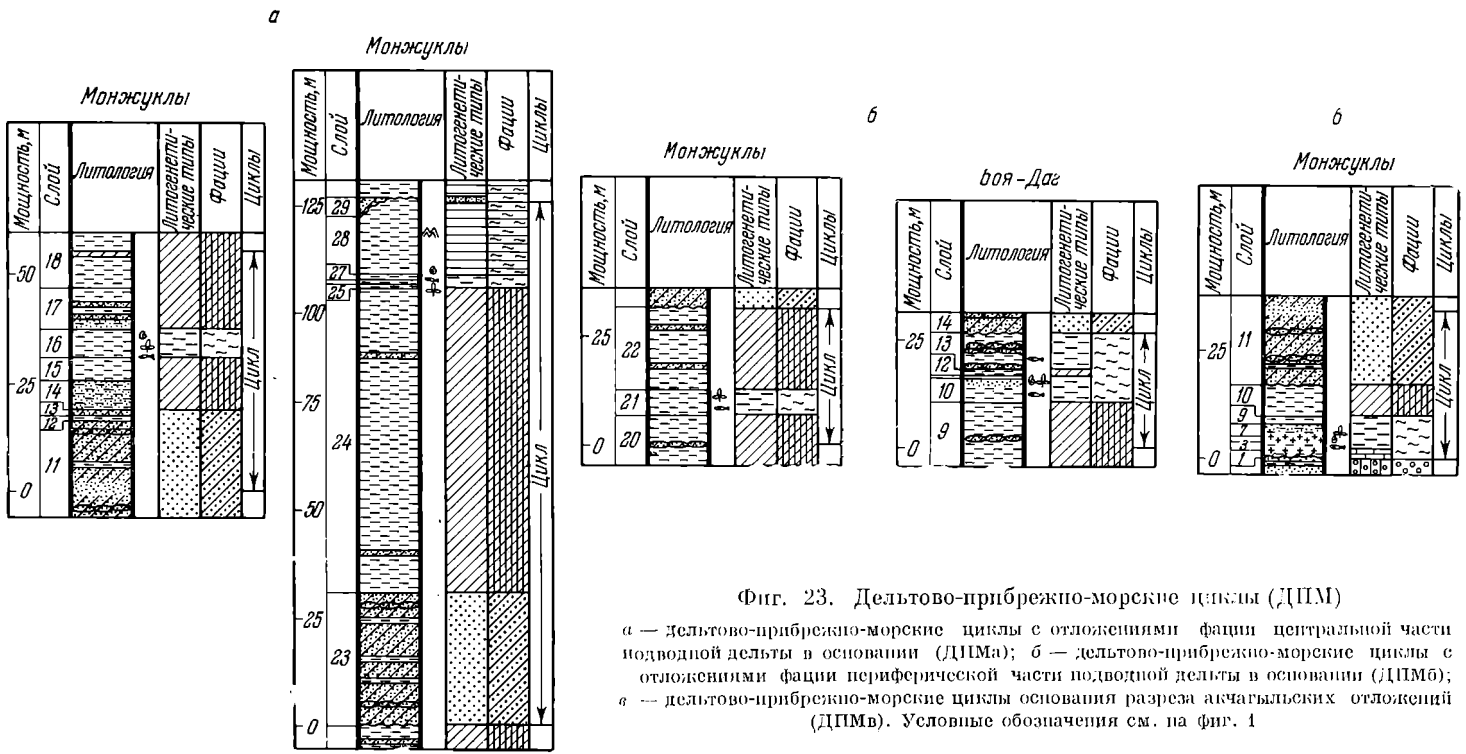
Дельтово-прибрежно-морские циклы с отложениями фации центральной части подводной дельты в основании (ДПМа)

Циклы этой разновидности начинаются песчано-алевритовыми породами фации центральной части подводной дельты (фиг. 23, а). Верхняя (регрессивная) часть залегающего ниже цикла также представлена песчано-алевритовыми породами фации МДЦ. Граница между этими циклами, соответствующая максимуму регрессии, проводится в месте залегания наиболее грубозернистых пород (на основании данных гранулометрического анализа). Выше толщи песчано-алевритовых пород фации МДЦ залегают породы фации осадков периферической части подводной дельты (МДО), на которых располагаются морские глины МПМ-1. Этими глинами заканчивается трансгрессивная часть цикла. Регрессивная часть, по мощности меньшая, чем трансгрессивная, представлена породами фации МДО, слагающими также нижнюю часть вышезалегающего цикла; иначе говоря, цикл не имеет четко выраженной верхней границы. Таким образом, эта разновидность дельтово-прибрежно-морских циклов имеет ясно выраженный трансгрессивный облик. Мощность осадков этой разновидности дельтово-прибрежно-морских циклов 47—56 *м*.

К этой разновидности дельтово-прибрежно-морских циклов близок цикл, располагающийся в самой верхней части разреза акчагыльских отложений Монжуклы, мощностью 126—129 *м*. Цикл несколько отличается от описанных выше тем, что располагающиеся в его основании породы фации МДЦ залегают с размывом. Но главное отличие заключается, во-первых, в том, что его регрессивная часть расположена уже в апшеронских отложениях, сложенных алеврито-глинистыми осадками прибрежно-мелководной части опресненного морского бассейна (МПО); во-вторых, поскольку верхняя граница цикла совпадает с подошвой залегающих с размывом отложений литогенетического типа МПО-2, представляющего, как уже говорилось, скорее всего аналог типа МДЦ-1, этот цикл является однородным.

Дельтово-прибрежно-морские циклы с отложениями фаций периферической части подводной дельты в основании (ДПМб)

Трансгрессивная часть этой разновидности циклов сложена глинами фации периферической части подводной дельты (МДО). Нижняя граница циклов нечеткая, так как верхняя часть нижезалегающих циклов также сложена породами фации МДО. Выше располагаются прослои морских



Фиг. 23. Дельтово-прибрежно-морские циклы (ДПМ)

а — дельтово-прибрежно-морские циклы с отложениями фации центральной части подводной дельты в основании (ДПМа); *б* — дельтово-прибрежно-морские циклы с отложениями фации периферической части подводной дельты в основании (ДПМб); *в* — дельтово-прибрежно-морские циклы основания разреза акчагыльских отложений (ДПМв). Условные обозначения см. на фиг. 1

глин (МПМ). Регрессивная часть цикла сложена глинами фации окраинной части подводной дельты (МДО), на которых с размывом залегают песчано-алевритовые породы центральной части подводной дельты (МДЦ), относящиеся уже к следующему циклу. При регрессии моря глины фации МДО должны сменяться песчано-алевритовыми породами МДЦ. Однако в данной разновидности циклов породы МДЦ в регрессивной части отсутствуют — они размыты при отложении песчано-алевритовых пород МДЦ вышезалегающего цикла. При этом иногда оказываются размытыми не только песчано-алевритовые породы центральной части подводной дельты (МДЦ), но и расположенные ниже глины окраинной части подводной дельты (МДО), так что породы последующего цикла залегают с размывом непосредственно на глинах МПМ (см. фиг. 23, б). Следовательно, эта разновидность дельтово-прибрежно-морских циклов имеет регрессивный характер. Мощность осадков, слагающих эту разновидность дельтово-прибрежно-морских циклов, 26—32 *м*.

Дельтово-прибрежно-морские циклы основания разреза акчагыльских отложений (ДПМв)

Наиболее характерно эта разновидность дельтово-прибрежно-морских циклов представлена на Монжуклы (см. фиг. 23, в). Здесь разрез акчагыльских отложений начинается глинистыми известняками МПМ-2, сменяющимися кверху глинами МПМ-1, на которых располагаются бурые глины окраинной части подводной дельты (МДО). Цикл заканчивается песчано-алевритовыми отложениями центральной части подводной дельты (МДЦ), залегающими на породах МДО с размывом. Верхняя граница цикла проводится в месте залегания наиболее грубозернистых пород фации МДЦ. Примерно аналогично выражен этот цикл и на Боя-Даге. Отличие заключается только в отсутствии в основании разреза глинистого известняка МПМ-2, который здесь фациально замещен глинами МПМ-1 с повышенной карбонатностью. Следовательно, как на Монжуклы, так и на Боя-Даге в дельтово-прибрежно-морских циклах основания разреза акчагыльских отложений наиболее полно выражены регрессивные части, сложенные отложениями литогенетического типа МПМ-1 и фаций МДО и МДЦ (мощностью 31,3—42,5 *м*); трансгрессивные составляющие, сложенные глинистыми известняками МПМ-2 или глинами МПМ-1 с повышенной карбонатностью, имеют незначительную мощность (2—2,5 *м*).

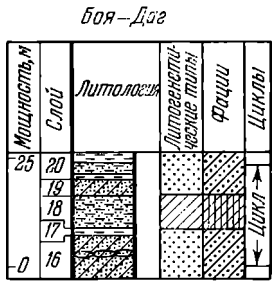
В отличие от Монжуклы и Боя-Дага, на Сыртланли в дельтово-прибрежно-морском цикле основания разреза акчагыльских отложений трансгрессивная часть выражена более полно — здесь между глинистым известняком МПМ-2 максимума трансгрессии и породами красноцветной толщи располагаются глины литогенетического типа МПМ-1. Иначе говоря, трансгрессивная часть цикла, мощностью 8,1 *м*, здесь сложена породами МПМ-1 и МПМ-2. Регрессивная часть, мощностью 28,4 *м*, так же как на Монжуклы и Боя-Даге, сложена породами литогенетического типа МПМ-1 и фаций МДО и МДЦ.

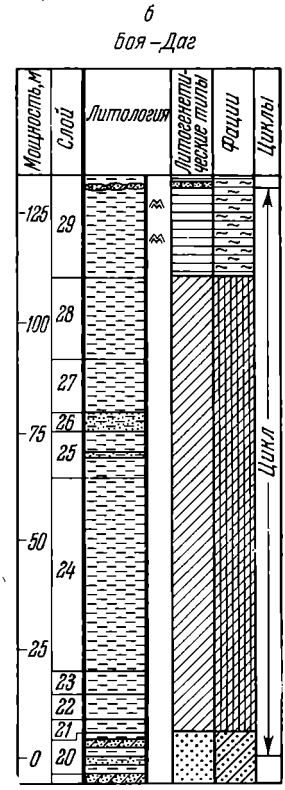
Как будет показано в главе VII, трансгрессивная часть первого цикла, представленная отложениями фаций центральной (МДЦ) и периферической (МДО) частей подводной дельты, присутствует в прогибах, расположенных к северу (Келькорский прогиб) и югу (Кызылкумский прогиб) от Прибалханской зоны антиклинальных поднятий, а также, возможно, в понижениях между этими поднятиями. Кроме того, будет показано, что в Келькорском и Кызылкумском прогибах по направлению к востоку в самом низу трансгрессивной части циклов основания разреза акчагыльских отложений появляются аллювиальные отложения (фации КР); поэтому по направлению к востоку дельтово-прибрежно-морской цикл основания разреза акчагыльских отложений будет сменяться аллювиально-прибрежно-морским.

К этой же разновидности дельтово-прибрежно-морских циклов мы относим цикл, расположенный в основании разреза акчагыльских отложений Челекена. Здесь этот цикл сложен глинами МПМ-1 и залегающими выше глинами фации МДО. Формально рассуждая, этот цикл следовало бы отнести к прибрежно-морским. Однако, как уже говорилось, есть основания полагать, что в прогибах к северу и югу от Челекена в трансгрессивной части цикла основания разреза акчагыльского яруса присутствуют отложения фаций МДЦ и МДО. Поэтому мы относим этот цикл к дельтово-прибрежно-морским. Мощность отложений цикла 28,6 *м*.

Дельтовые циклы (Д)

Дельтовые циклы слагаются исключительно отложениями подводной дельты. В качестве примера одной разновидности дельтовых циклов рассмотрим пятый снизу цикл Боя-Дага (фиг. 24, а). В основании цикла залегает толща песчано-алевритовых пород центральной части подводной дельты (МДЦ); нижняя часть этой толщи относится к предыдущему циклу. Выше по разрезу отложения центральной части подводной дельты сменяются глинистыми алевритами периферической части подводной дельты (МДО). Оканчивается цикл песчано-алевритовыми породами центральной части подводной дельты (МДЦ), верхняя часть которых относится уже к вышезалегающему циклу. В некоторых случаях (Боя-Даг, четвертый снизу цикл) толща





Фиг. 24. Дельтовые циклы (Д)

а — типичный дельтовый цикл в разрезе Боя-Дага; *б* — дельтовый цикл в верхней части разреза Боя-Дага. Условные обозначения см. на фиг. 1

песчано-алевритовых пород МДЦ залегает на подстилающих отложениях с размывом; в этом случае нижняя граница дельтового цикла четкая. Мощность отложений циклов этого типа 23—26 *м*.

К дельтовому мы относим также цикл, венчающий отложения акчагыльского яруса Боя-Дага (фиг. 24, б). Нижняя часть этого цикла сложена породами МДЦ, средняя — породами МДО. Верхняя, регрессивная часть, относящаяся уже к апшеронскому ярусу, сложена глинами и алевритами прибрежной части опресненного морского бассейна (МПО). Формально рассуждая, этот цикл нужно было бы отнести не к дельтовым, а к дельто-

во-прибрежно-морским. Однако, как мы отмечали ранее в разделе о фациальном составе апшеронских отложений, отнесение всех апшеронских пород на всей территории Прибалханского района к фации осадков прибрежной части опресненного морского бассейна (МПО) было условным; в частности на Боя-Даге литогенетический тип МПО-1 отлагался, вероятно, в условиях, аналогичных условиям акчагыльского МДО-1, а МПО-2 — аналогичных условиям МДЦ-1. Добавим, что на Боя-Даге в нижней части апшеронских отложений отсутствует морская фауна. Все это дает возможность считать, что нижняя часть апшеронских отложений на Боя-Даге отлагалась в условиях подводной дельты и относить этот цикл к дельтовому. Мощность отложений, слагающих цикл, 114 *м*.

Таким образом, в сложении акчагыльских пород участвуют три типа циклов, которые, закономерно располагаясь на площади и разрезе, характеризуют условия их образования. Каждый тип цикла состоит из комплекса парагенетически связанных литогенетических типов отложений, где каждому из них или группе их соответствуют свои условия образования, т. е. каждый цикл отвечает комплексу парагенетически связанных фаций. Как показал П. П. Тимофеев (1964), циклы представляют собой не только набор парагенетически связанных литогенетических типов отложений, но являются выражением определенных обстановок осадконакопления. Более подробно как об обстановках осадконакопления, так и об их соотношении друг с другом будет изложено при анализе разрезов и характеристике условий формирования акчагыльских отложений.

Глава V

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ НОРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОД

Все разновидности нормально-осадочных пород акчагыльского яруса, а также изученной части разреза отложений красноцветной толщи и апшеронского яруса сложены одним и тем же комплексом минералов. Поэтому ниже приводится общее для всех разновидностей этих пород описание различных по формам нахождения и по происхождению групп минералов.

Минералы песчано-алевритовых фракций

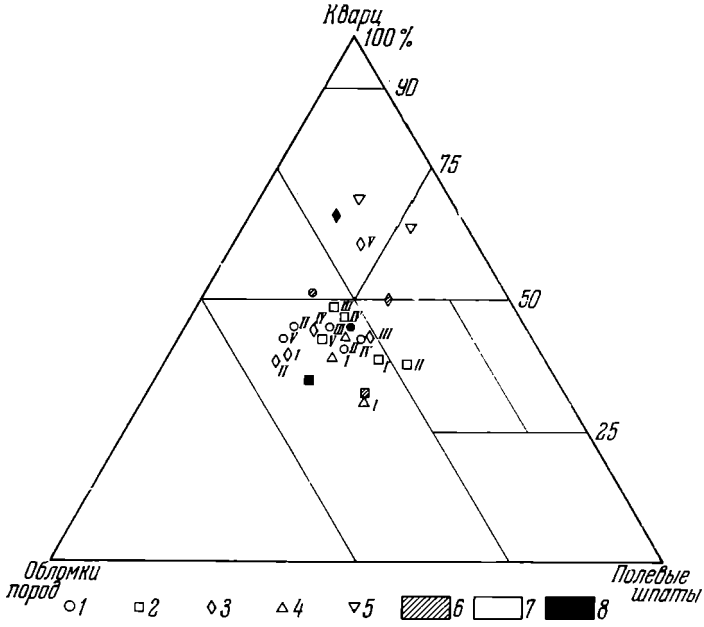
Легкие фракции терригенно-карбонатных пород слагаются кварцем, полевыми шпатами, мусковитом, вулканическим стеклом, глауконитом и обломками пород; кроме того, в них встречены скорлупки диатомовых водорослей.

По соотношению основных породообразующих терригенных компонентов породы изученной части разреза плиоценовых отложений Прибалханского района относятся к семейству полевошпатовых граувакк (по классификации А. Г. Коссовской, 1962), хотя отдельные точки при этом попадают и в другие поля классификационной диаграммы (граувакковых аркозов и олигомиктовых кварцевых пород). Акчагыльские породы п-ова Дарджа имеют олигомиктовый аркозово-кварцевый состав (фиг. 25).

Кварц представлен преимущественно изометрическими зернами, как правило угловатыми, и гораздо реже полуокатанными (табл. I). Его оптические константы не отличаются от обычных. Большей частью зерна кварца бесцветные, прозрачные; нередко в них присутствуют газообразные и жидкие включения, располагающиеся линейно. Подобные типоморфные особенности характерны, согласно А. Г. Коссовской (1962), для кварца, заимствованного из изверженных пород. Изредка встречаются зерна с волнистым угасанием и мозаичной структурой, которые могли быть заимствованы из пород, испытавших сильные напряжения. Кварц составляет от 3 до 50% легкой фракции акчагыльских отложений. В песчано-алевритовых породах он составляет в среднем 38%, а в известковых глинах несколько меньше, в среднем 33%.

Полевые шпаты содержатся в изученных отложениях в количестве от 2—5 до 40%, составляя в среднем около 27% легких фракций песчано-алевритовых пород и известковых глин (табл. II). С целью более полного изучения состава полевых шпатов нами была применена разработанная В. Д. Шутовым (1952, 1956) методика, основанная на сочетании принципа иммерсии и универсального федоровского метода, позволяющая выде-

лять и количественно учитывать 11 типов полевых шпатов: микроклин (решетчатый), ортоклаз, анортоклаз, санидин, плагиоклазы — альбит (№ 0—10), кислый олигоклаз (№ 11—20), основной олигоклаз (№ 21—29), кислый андезин (№ 30—44), основной андезин (№ 45—49), лабрадор (№ 50—69) и битовнит (№ 70 и выше). Недостатком метода является его значительная трудоемкость, ограничивающая возможность массового применения. Ввиду этого соответствующие подсчеты были произведены для отдельных образцов из каждой литологической пачки акчагыльских отложений, а также из верхней части красноцветной толщи и



Фиг. 25. Минеральный состав терригенной части терригенно-карбонатных пород

1 — Челекен; *2* — Монжуклы; *3* — Боя-Даг; *4* — Сыртланли; *5* — Дарджа; *6* — красноцветная толща; *7* — акчагыльский ярус; *8* — нижний апшерон; *I — V* — пачки акчагыльских отложений

нижней части нижнеапшеронских отложений Челекена, Монжуклы, Боя-Дага и Сыртланли; кроме того, был определен состав полевых шпатов в двух образцах из акчагыльских отложений п-ова Дарджа. Для количественного исследования отдельных минералов группы полевых шпатов бралась фракция 0,1—0,05 *мм*, из которой приготавливались постоянные препараты в канадском бальзаме. Фракция 0,1—0,05 *мм* рекомендуется для подобных исследований В. Д. Шутовым на том основании, что обмолоченные зерна полевых шпатов концентрируются в основном во фракции меньше 0,1 *мм*; вместе с тем В. Н. Лодочников (1955) утверждает, что достоверны «...лишь константы, измеренные на федоровском столике частиц или кристаллов > 0,05 *мм*». Одновременно с подсчетом фиксировалась степень разложенности зерен каждого типа (табл. 3).

В акчагыльских и нижнеапшеронских отложениях Челекена были изучены полевые шпаты из алевритовых фракций глин, поскольку здесь эти отложения представлены исключительно глинистыми породами. Изучение показало, что в этих породах состав полевых шпатов такой же, как и в песчано-алевритовых породах площадей, расположенных восточнее.

Таблица 3

Соотношение типов обломочных полевых шпатов в акчагыльских, апшеронских и красноцветных отложениях Прибалханского района

Район, возраст, пачка	№ образца	Ассоциация полевых шпатов (100%)																			
		Микроклин		Ортоклаз		Апортоклаз		Санидин		Альбит		Кислый олигоклаз		Основной олигоклаз		Кислый андезин		Основной андезин		Лабрадор	
		% содержания	соотношение свежих и разложенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разложенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разложенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разложенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разложенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разложенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разложенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разложенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разложенных зерен	% содержания	соотношение свежих и разложенных зерен
Челекен, красноцвет	2/1	—	—	23	15/8	—	—	—	—	31	8/23	—	—	15	7/8	15	15/0	8	8/0	8	8/0
» акчагыл, I	2/4	—	—	8	0/8	—	—	—	—	59	34/25	33	8/25	—	—	—	—	—	—	—	—
» акчагыл, II	2/13	—	—	14	7/7	—	—	—	—	21	14/7	58	14/44	7	7/0	—	—	—	—	—	—
» акчагыл, III	2/15	—	—	8	0/8	—	—	—	—	33	25/8	25	0/25	8	8/0	8	8/0	8	8/0	8	8/0
» акчагыл, IV	2/18	—	—	31	8/23	—	—	—	—	54	23/31	15	15/0	—	—	—	—	—	—	—	—
» акчагыл, V	2/20	—	—	15	15/0	—	—	—	—	38	8/30	47	31/16	—	—	—	—	—	—	—	—
» н. апшерон	2/21	р. з.	—	—	—	—	—	—	—	23	8/15	46	23/23	8	8/0	23	23/0	—	—	—	—
Монжуклы, красноцвет	3/2	—	—	19	5/14	—	—	—	—	24	0/24	47	23/24	—	—	5	5/0	—	—	5	5/0
» акчагыл, I	3/10	4	4/0	36	16/20	—	—	—	—	4	4/0	52	40/12	4	4/0	—	—	—	—	—	—
» акчагыл, II	3/18	4	4/0	59	38/15	—	—	—	—	8	8/0	31	19/12	4	4/0	—	—	—	—	—	—
» акчагыл, III	3/46	—	—	36	28/8	—	—	4	4/0	12	8/4	32	24/8	—	—	4	4/0	4	4/0	8	8/0
» акчагыл, IV	3/57	4	4/0	36	24/12	8	4/4	—	—	20	8/16	32	24/8	—	—	—	—	—	—	—	—
» акчагыл, V	3/64	12	6/6	41	23/18	—	—	—	—	12	0/12	29	23/6	6	6/0	—	—	—	—	—	—
» н. апшерон	3/76[a]	—	—	30	5/25	—	—	—	—	30	5/25	30	10/20	—	—	10	10/0	—	—	—	—
Боя-Даг, красноцвет	4/1	—	—	17	8/7	—	—	—	—	40	31/9	35	4/31	4	4/0	4	4/0	—	—	—	—
» акчагыл, I	4/10	9	9/0	19	0/19	4	0/4	—	—	14	9/5	37	19/18	4	4/0	9	5/4	—	—	4	4/0
» акчагыл, II	4/18	13	7/6	27	7/20	—	—	—	—	20	13/7	20	13/7	—	—	20	13/7	—	—	—	—
» акчагыл, III	4/29	5	5/0	9	0/9	4	0/4	—	—	32	9/23	37	14/23	9	9/0	—	—	4	4/0	—	—
» акчагыл, IV	4/50	—	—	33	8/25	—	—	9	0/9	27	0/27	27	9/18	—	—	9	0/9	—	—	—	—
» акчагыл, V	4/66	—	—	29	7/22	—	—	—	—	36	7/29	35	7/28	—	—	—	—	—	—	—	—
» н. апшерон	4/76	17	17/0	33	16/17	—	—	—	—	8	0/8	34	8/24	8	8/0	—	—	—	—	—	—
Сыртланли, красноцвет	5/3	—	—	—	—	—	—	—	—	23	8/15	46	15/31	8	8/0	23	15/8	—	—	—	—
» акчагыл, I	5/12	8	8/0	—	—	—	—	—	—	45	8/37	31	8/25	8	8/0	8	8/0	—	—	—	—
» акчагыл, II	5/17	—	—	8	8/0	—	—	—	—	8	0/8	51	17/34	8	0/8	17	0/17	8	8/0	—	—
Дарджа, скв. 180, акчагыл	Глуб. отб. 1192—1202 *м*	4	2/2	46	17/29	2	0/2	—	—	32	14/18	16	11/5	—	—	—	—	—	—	—	—
» скв. 180, акчагыл	Глуб. отб. 1217—1223 *м*	—	—	58	12/46	—	—	—	—	28	7/21	14	5/9	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание: р. з. обозначает редкие зерна; глуб. отб. — глубина отбора образцов.

Микроклин составляет незначительную часть полевых шпатов — до 14—17%, а в некоторых случаях он не был встречен. Представлен в большинстве случаев свежими зернами таблитчатого габитуса с характерной микроклиновой решеткой.

Ортоклаз характерен для большинства изученных образцов; содержание его достигает 53—58%. Зерна ортоклаза имеют таблитчатую и неправильную форму. Примерно половина встреченных зерен значительно разрушена — покрыты буроватой пленкой пелитовых частиц.

Из калиевых полевых шпатов в акчагыльских отложениях отмечено присутствие также анортоклаза и санидина. Анортоклаз встречается крайне редко и в незначительных количествах — до 4—8%. Некоторые зерна покрыты буроватой пленкой пелитовых частиц. Оптически отрицательный с углами $2V$ от 40 до 58°. Санидин встречается еще реже и в меньших количества, чем анортоклаз,— в виде единичных зерен, редко до 4%. Оптически отрицательный с малым углом оптических осей — до 30°. Значительная часть зерен покрыта буроватой пленкой пелитовых частиц.

Альбит встречен во всех изученных образцах в количестве от 4 до 59%. Зерна имеют призматическую, реже неправильную форму. Большая часть зерен альбита разложена, продуктом разрушения являются чешуйки гидрослюд. Иногда зерна бывают столь сильно разложены, что представляют агрегат различно ориентированных чешуек гидрослюд, среди которых с трудом удается различить сохранившиеся реликты этого плагиоклаза. Альбит обладает тонкими полисинтетическими двойниками главным образом по альбитовому и периклиновому закону. Оптически всегда положительный с углами $2V$ от 60 до 90°.

Кислый олигоклаз внешне очень схож с альбитом и образует с ним единую генетическую группу, что хорошо подчеркивается примерно одинаковой степенью разложенности зерен, а также однотипными продуктами разложения, относящимися обычно к мелкочешуйчатым агрегатам гидрослюдистых минералов. Кислый олигоклаз отличается от альбита по почти прямому угасанию в разрезе $\perp$ (010) и светопреломлению меньше канадского бальзама только в одном из сечений. Составляет 14—58% общего количества полевых шпатов.

Основной олигоклаз содержится в количестве до 9—15% и встречается не во всех образцах. Представлен призматически обломками со светопреломлением больше канадского бальзама во всех сечениях. Номер плагиоклаза определяется по углам погасания в зоне $\perp$ (010) или по координатам полюсов плоскостей спайности и ограничений. Характерной чертой минерала является исключительная свежесть зерен.

Кислый андезин составляет от 4 до 23% и также встречен не во всех образцах. Для него также характерна исключительная свежесть зерен.

Более основные плагиоклазы присутствуют еще реже и в меньших количествах. Основной андезин встречен в III пачке Челекена, Монжуклы и Боя-Дага, во II пачке Сыртланли и в верхней части красноцветов Челекена, где этот минерал составляет 4—8%. Лабрадор встречен во II пачке Боя-Дага, III пачке Челекена и Монжуклы, а также в верхней части красноцветной толщи Челекена и Монжуклы. Содержание этого плагиоклаза достигает 4—8%. Зерна основного андезина и лабрадора свежие и почти не несут на себе продуктов изменения.

Детальное изучение распределения отдельных типов полевых шпатов в породах продуктивной толщи Азербайджана, равно как степень их свежести, а также наличие специфических продуктов разрушения позволили В. Д. Шутову (1952, 1956, 1961) установить три генетические группы полевых шпатов в осадочных породах: 1) калиевые шпаты, 2) кислые плагиоклазы (№ 0—20) и 3) более основные плагиоклазы (№ > 20).

А. Г. Коссовской (1962) такие же группы выявлены в породах мезозойского разреза Верхоянья, на основании чего она пришла к выводу, что эти генетические группы полевых шпатов, вероятно, являются универсальными для терригенных пород вообще. Хорошо выделяются эти группы и в изученной части разреза плиоценовых отложений Прибалханского района.

Наибольшим распространением в акчагыльских отложениях пользуются полевые шпаты группы альбит — кислый олигоклаз, составляющие 38—92%, меньшим — калиевые плагиоклазы (8—58%) и наименьшим — средние и основные плагиоклазы (до 33%).

Группа альбита — кислого олигоклаза распределена по разрезу довольно равномерно, образуя некоторое повышение концентраций в его нижней и верхней частях. По направлению к востоку содержание этой группы уменьшается. Основную часть группы калиевых полевых шпатов составляет ортоклаз; микроклин встречается в гораздо меньших количествах и не во всех образцах. Калиевые полевые шпаты также распределены в разрезе довольно равномерно; некоторое повышение их содержания отмечается в верхних частях разреза. По направлению к востоку содержание полевых шпатов этой группы увеличивается. Большое количество калиевых полевых шпатов содержится в акчагыльских отложениях п-ова Дарджа — до 52—58%. Представлены они здесь почти исключительно ортоклазом, большая часть которого (72%) очень сильно разрушена. Средние и основные плагиоклазы образуют повышенные концентрации во II и III пачках; некоторое повышение их содержания (но не столь высокое, как в указанных частях разреза) отмечается в I пачке. Минимальные количества плагиоклазов этой группы отмечаются в IV и V пачках. В восточном направлении содержание средних и основных плагиоклазов возрастает. Полностью отсутствуют эти минералы в акчагыльских отложениях п-ова Дарджа. Наибольшее количество разложенных зерен отмечается среди полевых шпатов группы альбита — кислого олигоклаза и меньшее — среди калиевых полевых шпатов. Основные и средние плагиоклазы представлены почти исключительно свежими зернами (табл. 4).

В шлифах иногда удается наблюдать корродирование зерен полевых шпатов кальцитом. Оно выражается как бы в «истачивании» поверхности обломков и проникновении кальцита в виде мелких зубчиков и остроугольных бухточек в тело зерен. Но в общем процесс этот в акчагыльских породах развит слабо. Очень редко на зернах средних и основных плагиоклазов отмечается развитие мелких ($< 0{,}01$ *мм*) изотропных кристаллов с показателем преломления меньшим, чем у плагиоклазов. Судя по оптическим свойствам, а также по тому, что этот минерал развивается на основных и средних плагиоклазах, он относится к группе цеолитов. Процессы цеолитизации кальцийсодержащих плагиоклазов в осадочных породах хорошо известны и описаны рядом исследователей (Coombs, 1954; Коссовская и Шутов 1956 и др.).

Таблица 4

Разложенность полевых шпатов

Минералы	Свежие, %	Разложившиеся, %	Минералы	Свежие, %	Разложившиеся, %
Микролин	80	20	Кислый олигоклаз	48	52
Ортоклаз	42	58	Основной олигоклаз	75	52
Анортоклаз	20	80	Кислый андезин . .	70	30
Санидин	33	67	Основной андезин	100	—
Альбит	40	60	Лабрадор	83	17

Мусковит представлен бесцветными тонкими пластинками различной формы с рваными краями то почти изометричными, то более или менее удлиненными, лежащими в иммерсионных препаратах всегда на базисной плоскости. Светопреломление $Ng = 1{,}600 \pm 0{,}003$, $Np = 1{,}569 \pm 0{,}003$; двуосный отрицательный с большим углом оптических осей. Нередко в пластинках мусковита присутствуют включения игольчатых кристалликов с высокой интерференционной окраской (рутил?). У некоторых пластинок края несколько раздвинуты по оси «с», что хорошо заметно в иммерсионных препаратах. Мусковит присутствует, как правило, в каждом образце; содержание его колеблется от редких зерен до 15—18%. С уменьшением зернистости содержание мусковита обычно увеличивается — в среднем от 4,5% в песчано-алевритовых породах до 7,3% в известковых глинах.

Глауконит встречается в значительном количестве образцов в виде единичных зерен; в редких случаях его содержание достигает 1—2%. Д. Г. Лях (1957) указывает, что глауконит присутствует только в породах I, глинистой пачки. Наши исследования показали, что этот минерал встречается по всему разрезу акчагыльских отложений, а также в образцах из верхней части красноцветной толщи и нижней части отложений апшеронского яруса.

Представлен глауконит мелкими округлыми зернами светло-зеленого цвета, с тонкоагрегатной поляризацией в скрещенных николях. В шлифах он наблюдается крайне редко и во всех случаях в очень неясных соотношениях с окружающими минеральными компонентами. Отсутствие бурых оболочек, свидетельствующих о переотложении, заставляет считать глауконит в породах акчагыльского яруса скорее аутигенным, чем обломочным. Нами были просмотрены шлифы из акчагыльских отложений Красноводского полуострова и района Астрахани (Красный Яр). В обоих районах был обнаружен в довольно больших количествах глауконит аутигенного происхождения, на что указывает более крупный размер его зерен по сравнению с терригенными обломками, их свежесть и наличие в ряде частиц глубоких трещин. Явно аутигенное происхождение имеет глауконит в акчагыльских отложениях п-ова Дарджа. Присутствие аутигенного глауконита в этих пунктах, расположенных на значительном расстоянии друг от друга, один из которых (Красноводский полуостров) граничит с Прибалханским районом, также заставляет считать, что в породах последнего этот минерал является аутигенным.

Вулканическое стекло встречается во многих образцах; содержание его в некоторых случаях достигает 6—7%, обычно же — от единичных зерен до 3—4%. Представлено оно неправильными осколками с пузырчатыми поверхностями, пустотами, заполненными, по всей вероятности, газами. Многие зерна разложены и слабо двупреломляют, но присутствуют и совершенно свежие. Показатель преломления неразложенного стекла колеблется в пределах 1,497—1,501.

Обломки пород, присутствующие в терригенно-карбонатных породах акчагыльского яруса, могут быть подразделены на две группы: обломки кремнисто-эффузивных пород и слюдистых сланцев и обломки осадочных пород. Первые средне и хорошо окатаны. Вторые представлены в иммерсионных препаратах агрегатами глинистых частиц разнообразной формы. Количество их возрастает с уменьшением зернистости пород. Кроме того, в шлифах отмечается присутствие некоторого количества обломков глинисто-известковистых пород и известняков, нередко с органическим детритом. При подготовке образцов к гранулометрическому анализу эти обломки разрушаются соляной кислотой и в иммерсионных препаратах, естественно, отсутствуют. Степень сохранности обломков пород различная — наряду с довольно свежими зернами присутствуют столь сильно разрушенные, что очень часто нельзя установить, имеем ли мы дело с обломками породы или с каким-то сильно выветрелым минералом. Это об-

стоятельство заставило производить подсчет обломков пород и выветрелых зерен совместно. Обломки пород (вместе с выветрелыми неопределенными зернами) содержатся в количестве от 10—15 до 80—85%, составляя в среднем около 30% легких фракций.

Кроме перечисленных минералов и обломков пород в легких фракциях большинства образцов надкрасноцветных отложений встречаются скорлупки диатомовых водорослей, сложенные опалом с $N = 1{,}457 \pm 0{,}003$.

Тяжелые фракции плиоценовых пород сложены более разнообразным комплексом минералов. Среди них присутствуют минералы группы эпидота, амфиболы, гранаты, циркон, турмалин, пироксены, сфен, рутил, анатаз, брукит, биотит, дистен, ставролит и другие.

Группа эпидота. Минералы группы эпидота пользуются широким распространением в верхнеплиоценовых отложениях Прибалханского района — суммарно они составляют до 50—58% состава тяжелой фракции. В песчано-алевритовых породах их содержание в среднем равно 28%, а в известковых глинах оно несколько выше — 31%. Представлена группа эпидота несколькими видами.

Эпидот встречается чаще всего в виде изометричных неправильной формы неокатанных, реже полуокатанных зерен различного размера. Цвет зерен от интенсивно фисташкового до бледного желто-зеленоватого и бесцветного. Окрашенные разности, особенно интенсивно окрашенные, плеохроируют от желто-зеленого по Ng до бесцветного по Np. Для наиболее интенсивно окрашенных разностей характерно $Ng' = 1{,}767 \pm 0{,}003$, $Np' = 1{,}725 \pm 0{,}003$, в бесцветных зернах $Ng' = 1{,}740 \pm 0{,}006$. Эпидоты с таким светопреломлением характеризуются железистостью около 9—14% (по Винчеллу). Очень типична для эпидота яркая пятнистая аномальная интерференционная окраска.

Клиноцоизит отличается от эпидота отсутствием окраски, меньшим светопреломлением и двупреломлением; габитус зерен такой же, как эпидота. Показатели преломления клиноцоизита: $Ng' = 1{,}737 \pm 0{,}003$, $Np' = 1{,}725 \pm 0{,}003$.

Цоизит представлен большей частью угловатыми изометричными зернами. Степень окатанности большинства обломков невысокая; лишь изредка, преимущественно среди более крупных зерен, встречаются округленные. Минерал характеризуется низким светопреломлением и низким двупреломлением, с серыми, желтоватыми или аномально синими цветами интерференции $Ng' = 1{,}715 \pm 0{,}003$, $Np' = 1{,}707 \pm 0{,}003$.

Все минералы группы эпидота можно разделить на свежие и разложенные. Обычно разрушение лишь слабо захватывает зерно и на его поверхности наблюдаются бурые непрозрачные пятнышки (табл. III). Размеры зерен минералов группы эпидота колеблются в широких пределах — от 0,1 до 0,01 *мм*, но большее количество их отмечается во фракции 0,1—0,05 *мм*. Попытка количественного учета различных минералов группы эпидота (табл. 5) показала, что в разрезе акчагыльских отложений соотношение между ними остается довольно постоянным. Лишь в верхней части красноцветной толщи отмечается повышение содержания клиноцоизита и цоизита. В шлифах иногда можно наблюдать замещение минералов группы эпидота карбонатом цемента, но этот процесс в акчагыльских отложениях находится в самой начальной стадии — обычно коррозией затронуты лишь отдельные мелкие периферические части зерен.

Амфиболы. Минералы группы амфиболов, так же как и группы эпидота, являются постоянным и наиболее распространенным членом тяжелой фракции во всей изученной части разреза.

Обыкновенная роговая обманка имеет наибольшее распространение среди минералов этой группы, составляя 60—73% от их общего количества. Встречается в виде удлиненных, реже таблитчатых круп-

Таблица 5

Распределение минералов группы эпидота в плиоценовых отложениях Монжуклы (в %)

Возраст, пачка	№ образца	Соотношение минералов		Соотношение гранулометрических фракций			
		эпидот	клиноцоизит и цоизит	эпидота		клиноцоизита и цоизита	
		$Ng' > 1,737$	$Ng' < 1,737$	0,1—0,05	0,05—0,01	0,1—0,05	0,05—0,01
Нижний апшерон	3/76[a]	47	53	60	40	65	35
Акчагыл, V . . .	3/64	50	50	36	64	45	55
Акчагыл, IV . .	3/57	48	52	60	40	55	45
Акчагыл, III . .	3/46	43	57	67	33	75	25
Акчагыл, II . . .	3/18	44	56	62	38	60	40
Акчагыл, I . . .	3/10	46	54	67	33	29	61
Красноцвет . . .	3/2	19	81	75	25	82	18

ных зерен с отчетливо выраженной спайностью по (110) и (010), часто с неправильными рваными, реже зубчатыми ограничениями базальных плоскостей (табл. IV). Плеохроирует от густо-зеленого по Ng, буровато-зеленого по Nm до оливково-зеленого по Np. Удлинение положительное, погасание косое, $cNg = 16—19°$. Показатели преломления $Ng' = 1,670 \pm 0,002$, $Np' = 1,653 \pm 0,002$.

Актинолит имеет тот же габитус, что и обыкновенная роговая обманка; характерна тонкая спайность, слабый плеохроизм: травяно-зеленая окраска по Ng и желтовато-зеленая до почти бесцветной по Np. Показатели преломления $Ng' = 1,640—1,658$, $Np' = 1,625—1,638$, $cNg = 12—18°$. Актинолит составляет 16—21% общего количества амфиболов.

Тремолит встречается в виде удлиненных призматических зерен с ясно выраженной спайностью по (110) и (010), положительным удлинением, углом погасания $cNg = 16—20°$. Показатели преломления $Ng' = 1,638 \pm 0,003$, $Np' = 1,625 \pm 0,003$, бесцветен. В группе амфиболов составляет 9—24%.

Базальтическая роговая обманка в нормально-осадочных породах изученных отложений встречается чрезвычайно редко в виде единичных зерен. Представлена зернами буровато-коричневого цвета с характерным плеохроизмом.

Минералы группы амфиболов почти полностью представлены зернами фракции 0,1—0,05 *мм*; менее крупные зерна их встречаются редко. Содержание группы амфиболов испытывает значительные колебания — от 10—12 до 45—50% тяжелой фракции. С уменьшением зернистости пород содержание этих минералов несколько понижается. Так, если в песчано-алевритовых породах амфиболы составляют в среднем 30%, то в известковых глинах — 26%. Существенных изменений в соотношении между отдельными минералами внутри этой группы по разрезу не наблюдается (табл. 6). В акчагыльских отложениях п-ова Дарджа минералы группы амфиболов практически отсутствуют (не более 1—2%).

Изменения роговых обманок в изученных породах выражаются во внутрислойном их растворении и замещении кальцитом. Растворение и замещение происходит по плоскостям бозопинакоида с проникновением отдельных «языков» кальцита по плоскостям спайности вертикальной зоны от периферии к центру. Однако в акчагыльских породах процесс этот

Таблица 6

Распределение амфиболов в плиоценовых отложениях Монжуклы (в %)

Возраст, пачка	№ образца	Соотношение минералов			Соотношение гранулометрических фракций	
		$Ng' > 1,660$	$Ng' < 1,660$			
		Роговая обманка	Актинолит	Тремолит	0,1—0,05	0,05—0,01
Нижний апшерон	3/76а	72	19	9	100	—
Акчагыл, V	3/64	60	16	24	100	—
Акчагыл, IV	3/57	68	16	16	92	8
Акчагыл, III	3/46	73	16	11	91	9
Акчагыл, II	3/18	70	18	12	94	6
Акчагыл, I	3/10	69	17	14	95	5
Красноцвет	3/2	67	21	12	100	—

выражен в общем слабо — далеко не в каждом зерне амфиболов можно его наблюдать, а зерен роговых обманок, разделенных на несколько отдельных участков, пространство между которыми заполнено «минералом-заместителем» (в нашем случае кальцитом), подобных описанным А. Г. Коссовской (1962), в изученных отложениях мы не встретили. По-видимому, в акчагыльских породах Прибалханского района процесс внутрислойного растворения амфиболов находится в самой начальной стадии развития.

Гранаты встречаются в виде изометричных неправильных оскольчатых зерен с острыми краями и раковистым изломом, гораздо реже с причудливо изрезанными линиями ограничения, а также полуокатанных обломков; чрезвычайно редко отмечалось присутствие идиоморфных кристаллов ромбододекаэдрического габитуса. По размерам зерен гранаты относятся преимущественно к фракции 0,1—0,05 *мм*. Цвет гранатов в изученных отложениях однообразен — обычно они бесцветные, иногда со слабым желтоватым оттенком. По показателям преломления выделяются три группы гранатов (табл. 7).

Таблица 7

Распределение типов гранатов в плиоценовых отложениях (в %)

Район	Возраст, пачка	№ образца	Гранаты с $N < 1,780$, бесцветные				Гранаты с $N > 1,780$, бесцветные и слегка желтоватые				Гранаты с $N \geqslant 1,780$, бесцветные и слегка желтоватые			
			оскольчатые	неправильные	окатанные	кристаллические	оскольчатые	неправильные	окатанные	кристаллические	оскольчатые	неправильные	окатанные	кристаллические
Монжуклы	Нижний апшерон	3/76а	6	—	—	—	69	13	—	—	6	—	6	—
То же	Акчагыл, V . . .	3/64	4	—	—	—	54	14	4	—	10	—	10	4
» »	Акчагыл, IV . . .	3/57	—	—	—	—	66	6	11	—	6	6	5	—
» »	Акчагыл, III . .	3/46	—	—	—	—	100	—	—	—	—	—	—	—
» »	Акчагыл, II . . .	3/18	—	—	—	—	71	7	7	—	8	7	—	—
» »	Акчагыл, I . . .	3/10	24	—	—	—	65	6	—	—	5	—	—	—
» »	Красноцветная	3/2	—	—	5	—	85	—	10	—	—	—	—	—
Дарджа, скв. 180	Акчагыл	1217—1223 *м* глуб. отб.	19	8	—	—	50	4	—	—	19	—	—	—

Гранаты с $N < 1{,}780$. Встречаются в виде оскольчатых, иногда полуокатанных изометрических бесцветных зерен. Присутствие незначительных количеств (до 5—6% от общего содержания гранатов) зерен этой группы отмечено в верхней части красноцветной толщи, в верхней части акчагыльских и нижней части апшеронских отложений. Только в I пачке, сложенной почти полностью осадками фации МПМ, содержание таких гранатов значительно повышается — до 24%. Наиболее высокое содержание этих гранатов отмечено в акчагыльских отложениях п-ова Дарджа (27%). Размер зерен гранатов этой группы меньший по сравнению с преобладающим размером зерен в двух других группах.

Гранаты с $N > 1{,}780$. Гранаты этой группы характеризуются светопреломлением, немного (в пределах нескольких тысячных) превышающим 1, 780. Составляют основную массу гранатов (50—100%) в изученных отложениях. Встречаются в виде оскольчатых, реже неправильных и полуокатанных изометричных зерен. Обычно зерна бесцветные, очень редко слегка желтоватые. Изредка наблюдаются мельчайшие игольчатые включения высокодвупреломляющего минерала, вероятнее всего рутила, так как, по указанию В. Н. Лодочникова (1955), только этот минерал в тончайших иголочках может давать высокие цвета интерференции.

Гранаты с $N \gg 1{,}780$. В эту группу выделены гранаты с показателем преломления, значительно превышающим 1,780,— в жидкости с таким показателем гранаты данной группы характеризуются наличием четкой линии Бекке, иногда даже тонкой черной каймы. Составляют до 20% общего количества гранатов. Цвет и форма такие же, как и в двух предыдущих группах, но здесь относительно возрастает роль окатанных зерен, составляющих до 50% этой группы. Изредка встречаются зерна с аномально двупреломляющими участками и зерна с игольчатыми включениями рутила. Не встречены такие гранаты в III пачке акчагыльских отложений и в верхней части красноцветной толщи. Каких-либо существенных изменений гранатов в изученных отложениях не обнаружено. Лишь в очень редких случаях на зернах гранатов второй и третьей групп отмечено наличие характерных ступенчатых (черепитчатых) поверхностей, правда, не четко выраженных. Как показали А. Г. Коссовская и В. Д. Шутов (1956), подобные формы гранатов являются формами растворения. Однако определить однозначно, возникли ли формы растворения в изученных отложениях или же эти зерна были заимствованы из других пород, не представляется возможным, так как ступенчатые гранаты наблюдались нами только в иммерсионных препаратах. Гранаты составляют от 1,5—2,0 до 12—14% тяжелой фракции, в среднем — около 7%. Существенных изменений в содержании гранатов в зависимости от гранулометрического состава пород не наблюдается.

Циркон в изученных отложениях характеризуется незначительным разнообразием морфологических типов (табл. V, *1*), описание которых приведено ниже.

Округленные зерна, среди которых выделяются: 1) полностью округленные — овальные или иногда шарообразные; 2) частично округленные, у которых грани еще сохранены, но углы несколько сточены и закруглены. Наиболее характерна частично округленная форма — такие зерна составляют 40—50% всех цирконов (табл. 8). Лишь в породах I пачки содержание таких цирконов снижается до 27%. Среди частично округленных преобладают слабоудлиненные (отношение длины «с» к ширине «в» = 1—2) и умеренно удлиненные (с/в = 2—3) зерна. Полностью округленные зерна составляют от 25 до 41% всех цирконов, а в I пачке их содержание повышается до 60%.

Хорошо ограненные кристаллы в изученных отложениях встречаются редко и в незначительных количествах. Представлены они

Таблица 8

Распределение типов циркона в плиоценовых отложениях (в %)

Район	Возраст, пачка	№ образца	Характеристика типов циркона					
			Обломки	Округленные		Правильные кристаллы		
				полностью	частично	Изометричные	Призматические	
							с/в = = 2	с/в = =2—3
Монжуклы	Нижний апшерон	3/76[a]	12	38	50	—	—	—
То же	Акчагыл, V . . .	3/64	17	33	50	—	—	—
» »	Акчагыл, IV . .	3/57	25	25	42	8	—	—
» »	Акчагыл, III . .	3/46	19	25	56	—	—	—
» »	Акчагыл, II . . .	3/18	16	31	53	—	—	—
» »	Акчагыл, I . . .	3/10	7	60	26	—	6	—
» »	Красноцвет . . .	3/2 глуб. отб.	24	41	35	—	—	—
Дарджа, скв. 180	Акчагыл	1217—1223 *м*	20	—	20	—	40	20

изометричными бипирамидальными и короткопризматическими кристаллами (с/в < 1). Только в породах I пачки и в разрезе на п-ове Дарджа отмечено присутствие значительных количеств призматических зерен (с/в =2—3).

Существенная часть цирконов представлена обломками неправильной формы — от 12 до 25%, а в I пачке их содержание снижается до 7%.

Почти все отмеченные разновидности цирконов бесцветные с едва заметным зеленоватым оттенком; чрезвычайно редко встречаются зерна с очень слабым розовым оттенком. Иногда в зернах циркона отмечается присутствие мелких, беспорядочно расположенных пузырьков жидкости или газа. Зональные разности встречаются редко, однако в I пачке они попадаются чаще, чем в других частях разреза. Часты зональные цирконы и в разрезе Дарджи.

Около половины зерен циркона относится к фракции 0,1—0,05 *мм*, остальные характеризуются менее крупными размерами. Содержание циркона испытывает значительные колебания — от 0,7—1,5 до 10—14%. Как правило, с уменьшением зернистости пород его содержание возрастает — в среднем от 3,2% в песчано-алевритовых породах до 4,8% в известковых глинах.

Турмалин. В изученной части разреза плиоценовых отложений минерал представлен одной разновидностью — зеленовато-бурой по Np и светло-зеленой или бесцветной по Ng. Показатели преломления $Ng = 1{,}633 \pm 0{,}003$, $Np = 1{,}629 \pm 0{,}003$; двупреломление составляет 0,033—0,036. Встречается в виде неправильных обломков либо призмочек с обломанными краями, реже встречаются кристаллы с идиоморфными ограничениями; такие зерна характеризуются величиной с/в от 1—2 до 3—4. Часто содержат точечные непрозрачные включения (табл. V, *2*).

Основная часть турмалинов представлена неправильными обломками и частично округленными зернами (табл. 9). Интересно отметить, что в I пачке турмалины полностью представлены частично округленными зернами. Призматические кристаллы составляют 12—22% общего количества турмалинов. Зерна турмалинов обычно мелкие — $^2/_3$ общего их количества

Таблица 9

Распределение типов турмалина в плиоценовых отложениях Монжуклы (в %)

Возраст, пачка	№ образца	Характеристика типов турмалина					
		Обломки	Частично округленные	Призматические			
				с/в = 1—2	с/в = 2—3	с/в = 3—4	с/в > 4
Нижний апшерон	3/76[a]	67	17	—	16	—	—
Акчагыл, V . . .	3/64	25	62	—	—	13	—
Акчагыл, IV . .	3/57	100	—	—	—	—	—
Акчагыл, III . .	3/46	56	22	5	—	11	6
Акчагыл, II . . .	3/18	48	40	6	—	6	—
Акчагыл, I . . .	3/10	—	100	—	—	—	—
Красноцвет . . .	3/2	17	65	6	6	6	—

сосредоточено во фракции 0,05—0,01 *мм*. Содержание турмалина — от редких зерен до 5—7%. В песчано-алевритовых породах среднее содержание этого минерала составляет 2,0%, а в известковых глинах — 2,3%.

Пироксены представлены бесцветными зернами диопсида коротко-призматического габитуса с отчетливой спайностью по (110) и очень часто с зубчатыми базальными ограничениями (табл. V, *3*). Светопреломление $Ng' = 1{,}693 \pm 0{,}003$, $Np' = 1{,}661 \pm 0{,}003$, угол погасания 40—42°. Зерна пироксена крупные, концентрируются преимущественно во фракции > 0,05 *мм*. Характерные зубчатые ограничения связаны с явлениями внутрислойного растворения. Они подробно описаны Эдельманом (Edelman, 1931) для пироксенов третичных отложений Гавайских островов и А. Г. Коссовской (1954) для отложений продуктивной толщи Азербайджана. Чем замещается пироксен при его внутрислойном растворении в плиоценовых породах Прибалханского района,— неясно, так как непосредственно в шлифах этого процесса наблюдать не удалось — присутствие зубчатых зерен отмечалось только в иммерсионных препаратах. Скорее всего образование зубчатых ограничений пироксенов связано так же, как и у роговых обманок, с корродированием их кальцитом. Зерна пироксенов обычно свежие и лишь иногда их поверхность слегка загрязнена продуктами выветривания. Содержание пироксенов с увеличением зернистости значительно возрастает — в среднем от 2,5% в известковых глинах до 4,0% в песчано-алевритовых породах. Максимальное их содержание в акчагыльских отложениях достигает 8—10%.

Сфен. Зерна сфена имеют угловатую и полуокатанную форму, близкую к изометричной. Обычно они бесцветные, реже встречаются желтоватые с отчетливым плеохроизмом от светло-желтого до бесцветного. Показатели преломления и двупреломления очень высокие. Благодаря большой дисперсии оптических осей наблюдается неполное погасание зерна в скрещенных николях при вращении столика, причем происходит смена интерференционных окрасок от красной и золотисто-желтой на индигово-синюю. В тяжелой фракции сфен составляет от редких зерен до 6—8%. Среднее его содержание как в песчано-алевритовых породах, так и в известковых глинах составляет 2,4%. В акчагыльских отложениях п-ова Дарджа содержание сфена сильно повышено — до 18%.

Рутил присутствует в подавляющем большинстве образцов. Представлен большей частью удлиненно-призматическими и столбчатыми зернами, реже встречаются обломки неправильной формы. Обычно зерна рутила имеют хорошо сохранившиеся грани тетрагональной призмы, а пирамидальные верхушки, как правило, обломаны. Изредка встречаются полуокатанные зерна. Довольно часто присутствуют сильно разрушенные кристал-

лы. Очень редко наблюдаются коленчатые двойники, в которых два зерна срослись под углом около 120°. Цвет зерен рутила буровато-желтый. Показатели преломления и двупреломления очень высокие.

Анатаз в изученных отложениях встречается редко в виде единичных зерен. Цвет желтый и желто-бурый, иногда встречаются бесцветные обломки. Зерна большей частью таблитчатые, иногда квадратные с зональным строением; последняя разновидность, являющаяся, возможно, аутигенной, была отвечена в I пачке.

Брукит так же, как и анатаз, встречается редко в виде единичных зерен таблитчатой и полуокатанной формы. В скрещенных николях зерна обычно полностью не гаснут — наблюдается изменение интерференционных окрасок от пурпурово-красных до индигово-синих. Суммарное содержание минералов группы рутила (рутил, анатаз, брукит) в большинстве случаев составляет не более 2—3%, за исключением I пачки, где оно повышается до 5—7%.

Биотит представлен изометричными и более или менее удлиненными пластинками с рваными краями. Цвет биотита зеленый, буровато-зеленый, реже бурый. $Ng \approx Nm$ составляет 1,610—1,620. Плеохроизм от зеленого по Ng до светло-зеленого по Np. Биотит в описываемых породах несет следы вторичных изменений. Эти изменения в общем аналогичны описанным А. Г. Коссовской (1962) для мезозойских пород Вилюйской впадины. Здесь также наблюдаются два направления изменения биотита. Во-первых, наблюдается замещение зерен биотита кальцитом. Кальцит, внедряясь по плоскостям спайности, замещает отдельные пакеты биотитовой пластинки. Этот процесс в акчагыльских породах развит слабо и, по-видимому, находится в начальной стадии — наблюдается лишь незначительное проникновение «языков» кальцита в отдельные зерна биотита. Во-вторых, отмечаются изменения, связанные с переработкой биотита в процессе его приспособления к новым физико-химическим условиям диагенеза и эпигенеза. К этим процессам относятся гидратация, аморфизация и хлоритизация. Гидратация биотита сопровождается увеличением объема. В шлифах отчетливо видно расщепление пластинок биотита и набухание их. При этом биотит обесцвечивается, приобретает светло-зеленоватые тона, сохраняя, однако, схему адсорбции. Светопреломление и двупреломление минерала значительно понижаются. Гидратация сопровождается частичным выносом железа, фиксирующимся на пластинках биотита в виде мельчайшей «сыпи» пирита или гидроокислов. Процесс аморфизации биотита в описываемых породах также находится в начальной стадии — обычно аморфизацией затронуты только периферические участки пластинок; пластинки имеют нечеткие, расплывчатые контуры. Периферические участки зерен при этом сохраняют оптические свойства, близкие к неизменному биотиту, будучи обычно лишь несколько обесцвеченными. Переход биотита в хлорит сопровождается резким понижением двупреломления. Хлоритизация происходит по отдельным пакетам в виде тонких прослоек на расщепленных концах гидратированных зерен биотита.

Изучение шлифов показывает, что в акчагыльских породах биотит содержится в значительных количествах, соизмеримых с содержанием мусковита. Однако в легких частях алевритовых фракций биотит, как правило, отсутствует, а в тяжелых частях его содержание составляет не более 3—4%. Подобное несоответствие в содержании этого минерала объясняется, вероятно, крупными размерами его частиц, которые концентрируются в песчаных, а не в алевритовых фракциях; просмотр песчаных фракций показал, что в них биотит содержится в больших количествах, чем в алевритовых.

Дистен. В изученных отложениях дистен встречается довольно часто, но его содержание не превышает 0,5—1,3%, обычно же он присутствует

в виде единичных зерен. Обломки дистена имеют вид плоских удлиненных табличек с хорошо выраженной системой спайности по двум направлениям. Зерна, чистые и прозрачные, не несут никаких следов окатанности и вторичных изменений. Оптические свойства обычны.

Ставролит. Встречается так же часто, как и дистен, но в единичных зернах; в редких случаях его содержание достигает 1%. Зерна мелкие, как правило, хорошо окатанные, не несут следов вторичных изменений. Ставролит легко диагностируется по светлой чайно-желтой окраске и характерному плеохроизму.

Силлиманит был встречен всего в нескольких образцах. Представлен мелкими бесцветными хорошо окатанными зернами.

Барит присутствует в виде единичных мелких изометричных прямоугольных зерен серого и буровато-серого цвета.

Помимо перечисленных минералов в тяжелых фракциях присутствуют неопределимые сильно выветрелые зерна, составляющие в среднем около 8%. В некоторых случаях (I пачка) содержание таких зерен повышается до 30—35%. Из рудных минералов в изученных отложениях встречены магнетит, ильменит, пирит и гидроокислы железа.

Магнетит и ильменит присутствуют в виде угловатых и полуокатанных изометричных зерен. Цвет зерен черный с серебристым, иногда с малиновым оттенком. Обычно ильменит преобладает над магнетитом. Эти минералы составляют от 3 до 32% тяжелой фракции. С уменьшением зернистости их содержание несколько возрастает — в среднем от 9% в песчано-алевритовых породах до 11% в известковых глинах.

Пирит представлен как идиоморфными кристаллами кубической и додекаэдрической формы, так и гораздо чаще сферическими и почковидными микроконкрециями и стяжениями. Очень часто кристаллики и стяжения пирита покрывают поверхность зерен других минералов, что обусловливает в таких случаях попадание их в тяжелую фракцию.

Форма пирита и соотношение с зернами других минералов указывают на его диагенетическое происхождение. Какая-то часть пирита образовалась в более позднее время — в эпигенезе. В частности, эпигенетическое происхождение имеют микроконкреции пирита, покрывающие пластинки измененного биотита. Железо, выносившееся из решетки биотита при его эпигенетическом разложении, фиксировалось тут же в виде сульфидов. Источником серы служили, вероятно, подземные воды и нефть, содержащие в каком-то количестве сероводород. При этом могло редуцироваться не только железо, выносившееся из биотита, но и другие его разновидности. Именно редукции железа под воздействием нефти, вероятно, обязан своим происхождением пирит в песках красноцветной толщи нефтеносных складок, так как трудно представить, чтобы в породах красноцветной толщи, содержащих очень малое количество органического вещества, в диагенезе могло образоваться значительное количество пирита.

Содержание пирита подвержено сильным колебаниям. В образцах из скважин он присутствует, как правило, постоянно, и количество его в тяжелых фракциях иногда столь велико (до 80%), что сильно затрудняет определение и подсчет зерен других минералов, а иногда даже делает это невозможным. В образцах из естественных обнажений пирит большей частью отсутствует, а если содержится, то в гораздо меньших количествах, чем в керне скважин. В шлифах часто можно видеть образование псевдоморфоз гидроокислов железа по зернам и стяжениям пирита. Все это указывает, что в естественных обнажениях отсутствие пирита связано с разрушением его вследствие окисления.

Гидроокислы железа. В большинстве изученных образцов значительная часть зерен в той или иной степени покрыта пленками гидроокислов железа, иногда столь интенсивно, что они становятся непрозрачными и,

естественно, неопределимыми. Это обстоятельство вызвало необходимость обработки пород горячей 10%-ной HCl, чтобы растворить гидроокислы железа и сделать зерна доступными для иммерсионного анализа. Гидроокислы железа нередко покрывают также зерна магнетита и пирита, а часто, как говорилось выше, полностью замещают пирит, сохраняя присущую ему форму, т. е. образуют псевдоморфозы. Подобные псевдоморфозы отмечаются чаще в образцах из естественных обнажений, тогда как в образцах из глубоких скважин они сравнительно редки. Это свидетельствует, что образование таких псевдоморфоз произошло после выведения акчагыльских пород на дневную поверхность.

Карбонаты

Химический анализ (табл. 10) показал, что независимо от литологического состава и фациальной принадлежности, подавляющая часть карбонатов терригенно-карбонатных пород составляет карбонат кальция[1]. Морфологически карбонат представлен в основном пелитоморфной разностью. В песчано-алевритовых породах, наряду с пелитоморфным карбонатом, отмечается присутствие некоторого, в общем незначительного количества обломков известняков и глинисто-известковых пород.

Таблица 10

Химический состав карбонатов акчагыльских пород Монжуклы (в %)

№ образца	Литогенетический тип	Нерастворимый остаток	R_2O_3	CaO	MgO	CO_2	Сумма	$CaCO_3$	$MgCO_3$	CaO избыточное	MgO избыточное	К сумме карбонатов	
												$CaCO_3$	$MgCO_3$
3/4	МПМ-2	18,80	2,00	42,07	0,72	33,45	97,04	75,15	0,65	—	0,41	99,0	1,0
3/6	МПМ-1	64,06	3,38	12,51	1,50	9,90	91,35	22,31	0,19	—	1,41	99,0	1,0
3/8	МПМ-1	62,74	6,60	15,45	1,65	11,95	98,39	27,18	—	0,21	1,65	100,0	—
3/10	МПМ-1	66,54	4,34	11,44	0,61	8,00	89,93	18,19	—	1,25	0,61	100,0	—
3/11	МПМ-1	65,66	4,48	11,44	1,18	8,75	91,51	19,90	—	0,29	—	100,0	—
3/15	МДО-1	66,64	3,16	11,32	1,50	9,60	92,22	20,19	1,40	—	0,83	93,5	6,5
3/17	МДО-1	65,72	3,68	11,16	1,34	9,00	90,90	19,90	2,57	—	0,03	88,5	11,5
3/46 (конкреция)	МДЦ-1	45,16	2,66	23,47	0,93	19,20	91,41	41,94	1,40	—	0,26	97,0	3,0
3/92 (конкреция)	МДЦ-1	52,14	2,82	22,61	0,56	18,70	96,83	40,40	1,17	—	—	97,1	2,9

В сцементированных разностях песчано-алевритовых пород в случае незначительной примеси глинистых частиц, наблюдается раскристаллизация карбоната, образующего более крупные кристаллы; оптическое изучение показало, что они сложены кальцитом с $Nm = 1{,}658$. Кальцитовый состав карбоната глинистых известняков подтверждается также и характером термограмм (фиг. 26); некоторое занижение температуры эндотермического эффекта обусловлено, по-видимому, наличием примеси глинистых частиц. Все эти данные свидетельствуют о кальцитовом составе карбоната в акчагыльских породах.

Высокая карбонатность нормально-осадочных пород и ее распределение по гранулометрическим типам пород связана с климатическими условиями территории Туркмении в акчагыльское время — акчагыль-

[1] Химический анализ карбонатов выполнен в химической лаборатории Геологического института АН СССР.

ское море располагалось в аридной зоне. Как показал Н. М. Страхов (1962), водные массы в аридных зонах пересыщены $CaCO_3$, что приводит к более или менее обильной садке карбонатов, подмешивающихся к собственно терригенным компонентам. В результате бассейновые осадки аридных зон всегда карбонатны, часто настолько, что по содержанию $CaCO_3$ относятся уже к терригенно-аутигенным породам. Среди различных типов карбонатов в аридных водоемах резко преобладает пелитоморфный карбонат как образующийся в результате хемогенной садки $CaCO_3$, так и приносимый в виде терригенной мути реками. Распределение подобного пелитоморфного карбоната по площади дна бассейна подчиняется гидродинамическому режиму водоема. Поэтому пелитоморфный карбонат повышает концентрации в наиболее тонкозернистых осадках. Сказанное объясняет распределение карбонатности по гранулометрическим группам терригенно-карбонатных пород в отложениях акчагыльского яруса.

Фиг. 26. Термограмма глинистого известняка. Монжуклы, обр. 3/4

В процессе диагенеза карбонатный материал перераспределился, в результате чего произошло образование конкреций, широко распространенных в песчано-алевритовых породах; в глинистых разностях карбонатные конкреции отсутствуют. Зависимость формы конкреционных стяжений от мощности включающих их прослоев песчано-алевритовых пород указывает, что стяжение карбонатного материала происходило из вещества этих же прослев. Так как карбонатность рыхлых песчано-алевритовых пород составляет 8—30%, а у конкреций — 13—46%, можно сделать вывод, что конкреционные участки обогатились карбонатным материалом на 5—38%, по сравнению с несцементированными участками. В эпигенезе карбонатный цемент конкреций претерпел частичную перекристаллизацию, которая сопровождалась в некоторых случаях корродированием зерен терригенных минералов.

Сульфаты

Прослои сульфатных пород сложены бесцветным волокнистым двуосным положительным минералом с $Ng=1{,}530$, $Np=1{,}521$, $Ng-Np=0{,}009$. Указанные свойства дают возможность определить этот минерал как гипс. Отдельные кристаллики обнаруживают несколько повышенное двупреломление, что позволяет предположить переход части гипса в полугидратную форму. Прослои гипса имеют седиментационное происхождение, на что указывает их согласное залегание среди пород фации МПМ I пачки.

Гипс не только образует самостоятельные прослои, но также присутствует в виде примеси в терригенно-карбонатных породах. Об этом свидетельствует высокое содержание SO_3 в солянокислых вытяжках из этих пород. В шлифах кристаллы гипса не наблюдались; по-видимому, гипс присутствует в этих породах в виде мельчайших, неразличимых под микроскопом кристалликов, рассеянных в глинисто-карбонатной массе. Очень вероятно, что какая-то часть подобного гипса образовалась уже в гипергенезе после выведения акчагыльских пород на дневную поверхность в условиях жаркого сухого климата Туркмении. Однако на рентгенограмме фракции <0,001 *мм* акчагыльской глины п-ова Дарджа, залегающей на большой глубине (скв. 180, 1217—1223 *м*), отмечен ряд линий ($d=4{,}26$; 3,07 и 2,84 Å), характерных для гипса. Присутствие тон-

кодисперсного гипса в породах, не выводившихся на поверхность с момента их отложения, свидетельствует о его седиментационном происхождении. Это позволяет считать, что какая-то часть тонкодисперсного гипса в образцах из естественных обнажений также имеет седиментационное происхождение.

Глинистые минералы

Основное внимание при изучении глинистых минералов уделялось акчагыльским и апшеронским отложениям. В акчагыльских отложениях эти минералы до сих пор были изучены очень слабо, в основном методом окрашивания органическими красителями и в незначительной степени с помощью термического и электронно-микроскопического анализов (Лях, 1963). Глинистые минералы апшеронских отложений до сих пор совсем не изучались. Состав глинистых минералов отложений красноцветной толщи освещен в работах Т. М. Лаптевой (1957), Т. Т. Клубовой (1957) и С. Н. Колядного (1958). Согласно этим исследователям, глинистые минералы красноцветной толщи имеют преимущественно гидрослюдистый состав; кроме того, отмечается присутствие минералов монтмориллонитовой группы.

Глинистые минералы изучались нами в основном в разрезе Монжуклы. Этот разрез, расположенный в центре Прибалханского района, характеризуется наибольшей полифациальностью, что позволило изучить глинистые минералы в большинстве литогенетических типов пород акчагыльских и нижнеапшеронских отложений. Исследованию подвергались частицы размером менее 0,001 *мм*.

Присутствие в подавляющей части образцов значительных количеств карбонатов потребовало предварительной их обработки 2%-ной соляной кислотой. Соляная кислота, естественно, в какой-то степени воздействовала и на сами глинистые минералы. Однако в виду того, что карбонаты могли исказить результаты анализов, удаление их из пород было необходимым. Применявшаяся кислота имела слабую концентрацию и, надо полагать, воздействие ее на глинистые минералы было не очень значительным (Залманзон и Шишова, 1950; Берлин, 1957).

Рентгеноскопические исследования проводились в Геологическом институте АН СССР на установке УРС-55. Применялась рентгеновская трубка БСВ-2 с кобальтовым анодом и железным фильтром. Съемка производилась в камерах диаметром 57,3 *мм* и 114 *мм*. При расшифровке рентгенограмм автор пользовался консультациями В. А. Дрица и В. А. Александровой, которым приносит искреннюю благодарность.

Глинистые минералы акчагыльских отложений

Литогенетический тип МПМ-1. Показатели преломления, определенные в срезах с агрегатом ориентированных частиц, следующие: $Ng' = 1{,}546-1{,}579$, $Np' = 1{,}510-1{,}549$, $Ng' - Np' = 0{,}021-0{,}036$ (табл. 11).

Термограммы тонких фракций (фиг. 27) характеризуются очень интенсивным эндотермическим эффектом с максимумом при 120—160°. Интенсивность эффекта свидетельствует о присутствии значительного количества межслоевой и гигроскопической воды. В интервале 305—340° фиксируется экзотермический эффект, связанный со сгоранием органики. Потеря гидроксильной воды обусловливает вторую эндотермическую остановку, менее интенсивную, чем первую, с максимумом в интервале 545—590° (иногда 625°). На всех термограммах отмечается небольшой третий эндотермический эффект при 875—910°, свойственный гидрослюдам. На некоторых кривых обнаруживается слабый экзотермический пик при 940—960°.

Таблица 11

Показатели преломления в срезах с агрегатов ориентированных частиц (<0,001 *мм*)

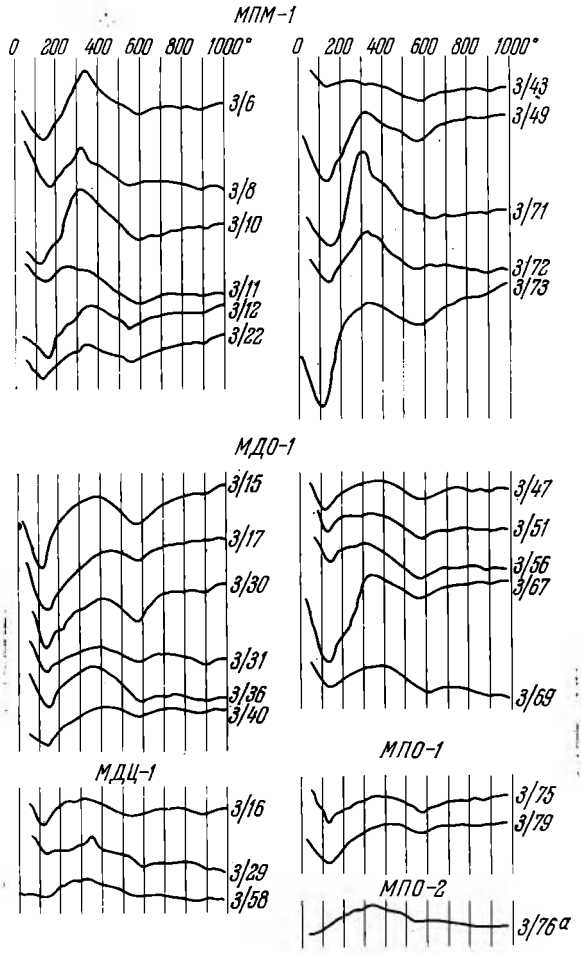
Литогенетический тип	№ образца	Ng'	Np'	$Ng'-Np'$	Литогенетический тип	№ образца	Ng'	Np'	$Ng'-Np'$
МПМ-1	3/6	1,561	1,528	0,033	МДО-1	3/36	1,543	1,525	0,018
	3/8	1,573	1,543	0,030		3/40	1,570	1,540	0,030
	3/10	1,579	1,558	0,021		3/47	1,573	1,552	0,021
	3/11	1,546	1,510	0,036		3/51	1,564	1,540	0,024
	3/12	1,549	1,522	0,027		3/56	1,570	1,534	0,036
	3/32	1,567	1,546	0,021		3/67	1,573	1,546	0,027
	3/43	1,558	1,534	0,024		3/69	1,579	1,546	0,033
	3/49	1,570	1,543	0,027	МДЦ-1	3/16	1,590	1,572	0,018
	3/71	1,570	1,543	0,027		3/22	1,585	1,564	0,021
	3/72	1,570	1,546	0,024		3/29	1,583	1,561	0,022
	3/73	1,576	1,549	0,027		3/58	1,581	1,560	0,021
МДО-1	3/15	1,576	1,546	0,030	МПО-1	3/75	1,573	1,546	0,027
	3/17	1,576	1,549	0,027		3/79	1,564	1,546	0,018
	3/30	1,573	1,546	0,027					
	3/31	1,567	1,534	0,033	МПО-2	3/76[a]	1,590	1,570	0,020

Электронно-микроскопическое изучение фракций <0,001 *мм* обнаруживает присутствие пластин неправильной формы, имеющих в большинстве случаев четкие резкие края (фиг. 28). В отдельных чешуйках края пластинок имеют несколько расплывчатый, размытый характер. Наряду с крупными чешуйками в некоторых образцах присутствует незначительное количество тонкодисперсного минерала, образующего скопления неясной формы. На некоторых снимках отмечаются мелкие (до 0,2—0,4 μ) таблички неясно-гексагональных очертаний, а чаще обломки таких пластинок с четкими краями, принадлежащие, по-видимому, коалиниту, присутствие которого фиксируется на дебаеграммах. В большинстве образцов наблюдается присутствие незначительных количеств тончайших удлиненных иголочек с четкими линиями ограничения. По форме они напоминают магнезиальные минералы типа сепиолита или палыгорскита, но последние не обнаружены рентгеноскопическим анализом; возможно, это объясняется очень малым количеством данного минерала.

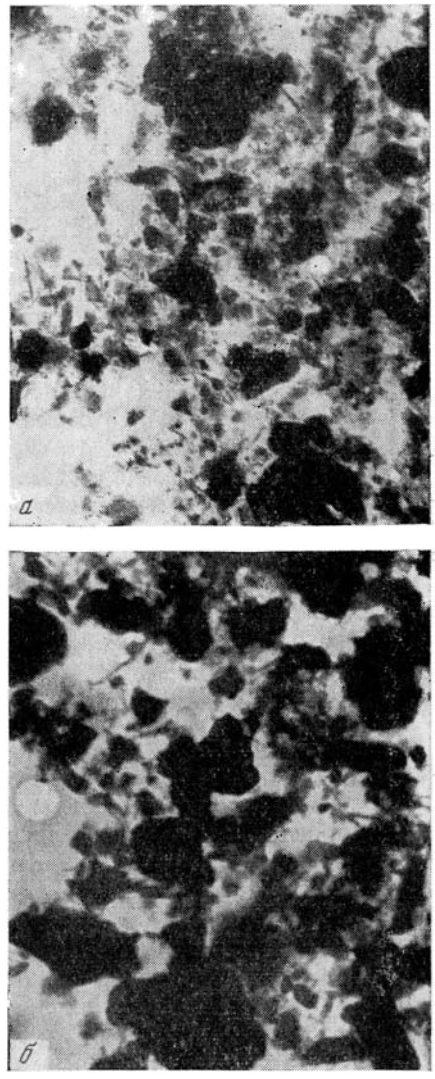
Окончательная расшифровка природы этого минерала требует дополнительных исследований.

Рентгеноскопическое изучение установило многокомпонентный состав тонких фракций пород этого типа, что в значительной мере затрудняет расшифровку рентгенограмм. Основным компонентом фракций <0,001 *мм* является гидрослюда (табл. 12), индецируемая по целочисленной серии базальных отражений от межплоскостного расстояния 10—9,95 Å (4,97; 3,33—3,35; 2,0 Å и др.), сохраняющихся на рентгенограммах после прокаливания образца при 550° в течение 2 часов и кипячения в соляной кислоте. Интенсивный рефлекс $d_{(002)} = 4{,}97$ Å и наличие отражения (060) с $d = 1{,}50$ Å позволяют определить гидрослюду как диоктаэдрическую («Рентгеновские методы...», 1955). По заключению В. А. Дрица и В. А. Александровой, эта гидрослюда представлена полиморфной разновидностью $2M_1$. Отмечаемый на рентгенограммах рефлекс с $d = 1{,}53—1{,}55$ Å как будто указывает на присутствие и триоктаэдрической гидрослюды, од-

нако из-за наличия в тонкой фракции хлорита и кварца, дающих серию отражений в этом же интервале, однозначно интерпретировать эту линию не представляется возможным. Тем не менее, учитывая данные микроскопического изучения, показавшего, что в акчагыльских породах биотит содержится в значительных количествах, можно предположить присутствие в тонких фракциях и триоктаэдрической гидрослюды.



Фиг. 27. Термограммы фракций $< 0{,}001$ *мм*



Фиг. 28. Электронно-микроскопические снимки фракций $< 0{,}001$ *мм* пород литогенетического типа МПМ-1. Увел. 10 000

а — обр. 3/6; *б* — обр. 3/73

Присутствие хлорита устанавливается по целочисленной серии базальных рефлексов от межплоскостного расстояния 14 Å, исчезающих после кипячения в соляной кислоте; интенсивность рефлекса (001) значительно усиливается после прокаливания. Большая интенсивность отражений первого и третьего порядков по сравнению с отражениями второго и четвертого порядков (нередко вообще отсутствующих на рентгенограммах),

Таблица 12

Расчет рентгенограмм фракций <0,001 *мм* пород литогенетического типа МПМ-1

Обр. 3/6				Обр. 3/12				Обр. 3/49				Обр. 3/73			
Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный	
J	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å
	—	—	—	1	17,7	—	—	1	17,5	—	—	—	—	—	—
4	14,0	5	13,8	2	13,8	5	13,8	3	14,2	7	13,7	2	14,2	5	13,7
7	9,8	9—8	10,0	9	10,1	8	9,9	8	10,0	8	9,9	6	9,9	6	10,2
5	7,0	2	7,2	7	7,1	—	—	5	7,0	—	—	4	7,1	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	6,7	—	—	—	—
4	4,97	5	4,97	5	4,99	6	4,97	4	5,0	6	5,0	2	4,99	5	5,0
2	4,72	—	—	1	4,74	—	—	3	4,7	—	—	1	4,70	—	—
4	4,48	6	4,50	6	4,52	5	4,48	4—3	4,52	5	4,48	4	4,48	5	4,50
4	4,28	5	4,26	3	4,24	3	4,24	4—3	4,29	4	4,26	2	4,22	4—3	4,26
1	4,04	1	3,99	—	—	2—1	3,95	1	4,06	—	—	—	—	—	—
1	3,73	2	3,70	—	—	3	3,73	1	3,78	2	3,78	—	—	4	3,77
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3,68	—	—	—	—
6	3,51	2	3,48	6—5	3,52	1	3,49	5	3,53	3—2	3,51	4	3,53	3—2	3,49
10	3,34	10	3,33	10	3,33	10	3,32	10	3,33	10	3,34	10	3,33	10	3,33
6—5	3,19	5	3,16	4	3,18	3	3,20	5	3,20	5	3,18	5	3,18	5	3,19
5	2,99	3—2	2,98	1	2,99	1	3,01	3	3,00	1	3,01	1	2,99	2—1	3,02
5	2,83	3—2	2,82	1	2,83	1	2,87	3	2,84	1	2,90	1	2,82	2—1	2,87
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,78	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,67	1	2,69
6	2,57	6	2,56	7	2,57	4	2,58	5	2,57	5—4	2,59	6—5	2,56	5—4	2,59

Таблица 12 (окончание)

Обр. 3/6				Обр. 3/12				Обр. 3/49				Обр. 3/73			
Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный	
J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å
—	—	—	—	—	—	1	2,502	—	—	3	2,51	—	—	2—1	2,51
5	2,457	4	2,474	1	2,446	—	—	4	2,446	2—1	2,457	4	2,446	1	2,457
—	—	—	—	—	—	1	2,404	—	—	2—1	2,388	—	—	2—1	2,393
5	2,378	4	2,378	4	2,368	—	—	4	2,373			4	2,368	—	—
3	2,261	—	—	2	2,261	—	—	2	2,261	2	2,285	—	—	—	—
—	—	4	2,243	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,243	3	2,257
—	—	—	—	—	—	4	2,230	—	—	1	2,230	—	—	—	—
5	2,132	5	2,125	4	2,116	2	2,116	4	2,124	3	2,124	4	2,124	3	2,120
9	1,983	—	—	—	—	3—2	2,008	6	1,983	5	2,004	5	1,987	4	2,001
—	—	5	1,976	5	1,973	1	1,970	—	—	—	—	—	—	—	—
2	1,892	—	—	2—1	1,874	1	1,898	1	1,883	2	1,883	1	1,886	1	1,892
5	1,818	5	1,816	4	1,807	2	1,813	5—4	1,802	4	1,810	4	1,813	4	1,813
1	1,711	—	—	—	—	—	—	2	1,713	—	—	1	1,706	—	—
	1,677	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7—6ш.		5	1,657	—	—	5	1,657	—	—	5	1,657	—	—	5—4	1,659
	1,648	—	—	5ш.	1,648	—	—	5	1,643	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,558	—	—	5	1,568	—	—
5	1,543	4	1,539	3	1,533	2	1,539	3	1,530	4	1,537	3	1,537	4	1,537
6—5	1,506	5	1,504	5	1,492	3	1,510	5	1,494	4	1,504	5	1,494	4	1,517
3	1,456	—	—	—	—	—	—	1	1,450	2	1,452	1	1,452	3—2	1,452

Примечание. В таблицах расчета рентгенограмм приняты следующие обозначения: ш. — широкая; о. ш. — очень широкая; р. — размытая; ш. р. — широкая размытая; дв. р. — двойная размытая; д. — диффузная; в. — вуаль.

указывает на повышенное содержание в хлорите железа («Рентгеновские методы...», 1955).

Наличие каолинита устанавливается по целочисленной серии базальных отражений с $d=7{,}14$; 3,56; 2,37 Å, исчезающих после прокаливания и сохраняющихся на рентгенограммах образцов, кипяченных в HCl.

На рентгенограммах некоторых образцов, насыщенных глицерином, фиксируется слабый рефлекс с $d=17{,}7$ Å. После кипячения образцов в 0,5 н. растворе K_2CO_3 в течение 2 часов этот рефлекс на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов не обнаруживается; при этом отмечается некоторое относительное усиление рефлекса с $d=10$ Å.

Кроме отражений перечисленных глинистых минералов, на рентгенограммах фиксируются рефлексы, указывающие на наличие примеси кварца и полевых шпатов. Кварц индецируется по наличию линий с $d=4{,}21$; 3,35; 1,814; 1,376 Å. О присутствии полевых шпатов свидетельствует рефлекс с $d=3{,}18$ Å.

Литогенетический тип МДО-1. Показатели преломления в срезах с агрегатов ориентированных частиц следующие: $Ng'=1{,}543-1{,}579$, $Np'=1{,}525-1{,}549$; $Ng'-Np'=0{,}018-0{,}033$. По сравнению с типом МПМ-1, тонкие фракции пород МДО-1 характеризуются несколько повышенной величиной Np и пониженной силой двупреломления.

Термограммы тонких фракций характеризуются хорошей дифференцированностью, но первый эндотермический эффект при 105—145°, связанный с потерей межслоевой и гигроскопической влаги, у них выражен несколько менее интенсивно, чем в типе МПМ-1. Экзотермический эффект, связанный со сгоранием органики, у большинства образцов отсутствует. Вторая эндотермическая остановка, обусловленная потерей гидроксильной воды, наблюдается в интервале 575—600°. В интервале 870—910° отмечается слабый третий эндотермический эффект. На термограммах некоторых образцов отмечается слабая экзотермическая остановка с максимумом при 880—975°.

Электронно-микроскопическое изучение показало, что по морфологическим особенностям частицы глинистых минералов пород МДО-1 не отличаются от глинистых частиц пород МПМ-1, описанных выше (фиг. 29). На электронно-микроскопических снимках также отмечается присутствие незначительных количеств игольчатых частичек.

Рентгеноскопическое изучение тонких фракций пород этого типа показало, что в их составе присутствуют те же глинистые минералы, что и в породах МПМ-1 (табл. 13). Здесь также фиксируются рефлексы диоктаэдрической гидрослюды полиморфной модификации $2M_1$, хлорита с высоким содержанием железа и каолинита; возможно присутствие триоктаэдрической гидрослюды. Основную часть глинистых минералов составляют гидрослюды. В некоторых случаях на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов отмечается слабый рефлекс с $d=17{,}7$ Å; после кипячения образца в течение 2 часов в 0,5 н. растворе K_2CO_3 на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов эта линия не фиксируется, а относительная интенсивность линии с $d=10$ Å несколько увеличивается. Кроме перечисленных глинистых минералов на рентгенограммах фиксируются линии кварца и полевых шпатов.

Литогенетический тип МДЦ-1. Показатели преломления, определенные в срезах с агрегатов ориентированных частиц, в породах этого литогенетического типа значительно выше, чем в предыдущих двух типах: $Ng'=1{,}581-1{,}590$, $Np'=1{,}560-1{,}572$; $Ng'-Np'=0{,}018-0{,}022$.

Термограммы тонких фракций слабо дифференцированы, причем интенсивность первого эндотермического эффекта с максимумом при 110—135° незначительна и примерно равна интенсивности второго эндотермического эффекта с максимумом при 535—595°. При 880—915° наблюдается слабая третья эндотермическая остановка.

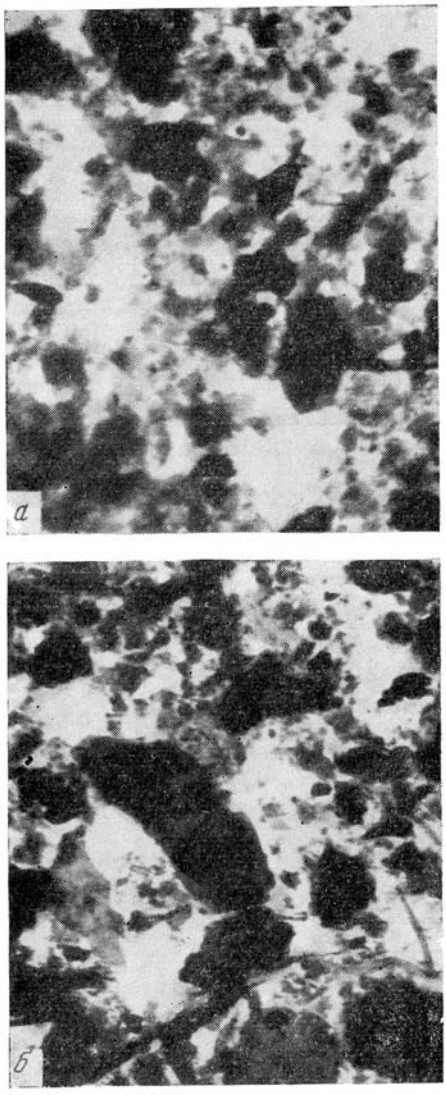
Таблица 13

Расчет рентгенограмм фракций <0,001 *мм* пород литогенетического типа МДО-1

Обр. 3/15				Обр. 3/30				Обр. 3/36				Обр. 3/56			
Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный	
J	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å
3	17,6	—	—	—	—	—	—	4	17,5	—	—	3	17,7	—	—
4	13,8	7	13,7	2	13,8	5	13,5	5	13,7	7	13,5	3	14,0	6—5	13,7
8	9,8	8	9,9	8	9,8	7	10,0	9	9,9	8	9,8	9	10,1	8	10,0
5	7,1	1	7,0	6	6,97		—	7	7,1	—	—	5	7,1	—	—
1	6,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	4,97	7	4,99	5	4,99	5	4,99	4	5,0	7	4,9	4	5,0	6	4,99
4	4,74	—	—	1	4,72	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	9	4,54	—	—	3	4,54	—	—
4	4,48	2	4,48	5	4,44	4	4,48	—	—	—	—	1	4,48	4	4,50
4	4,24	4	4,26	4	4,24	3	4,24	2	4,24	—	—	3—2	4,24	3	4,26
—	—	—	—	—	—	—	—	1	4,08	—	—	1	4,03	—	—
1	4,04	1	4,01	1	3,98	1	3,95	1	3,92	—	—	—	—	—	—
1	3,74	2	3,70	—	—	4	3,69	2	3,78	—	—	—	—	1	3,72
5—4	3,53	2—1	3,48	4	3,51	1	3,48	5	3,53	—	—	5	3,53	2	3,49
10	3,32	10	3,34	10	3,32	10	3,33	10	3,35	10	3,31	10	3,33	10	3,34
5—4	3,18	5	3,18	4	3,17	4	3,17	8	3,19	—	—	5	3,19	4	3,19
1	3,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	2,99	1	3,01	3	2,98	3	2,99	4	2,99	—	—	3	2,99	1	3,01
—	—	1	2,89	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,88
4	2,84	1	2,81	3	2,83	3	2,84	2	2,85	—	—	3	2,84	1	2,81
1	2,78	—	—	—	—	—	—	1	2,78	—	—	—	—	—	—
2—1	2,69	3	2,69	1	2,69	3	2,67	1	2,69	—	—	3—2	2,71	2	2,70

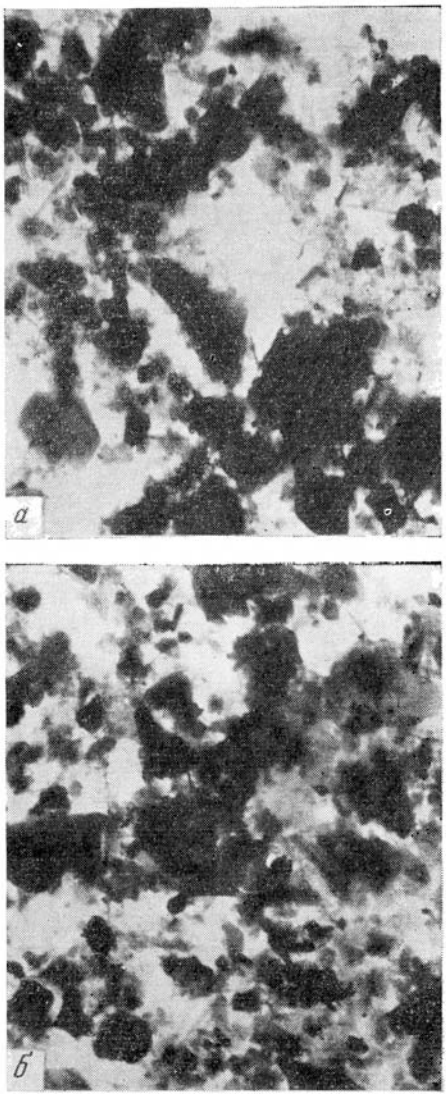
Таблица 13 (окончание)

Обр. 3/15				Обр. 3/30				Обр. 3/36				Обр. 3/56			
Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный	
J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å
6—5	2,57	2	2,58	7—6	2,56	4	2,58	10	2,58	—	—	3	2,57	4	2,59
—	—	3	2,51	—	—	2	2,502	—	—	6	2,497	—	—	1	2,52
4	2,463	—	—	—	—	—	—	—	—			1	2,463	1	2,463
—	—	1	2,446	4	2,446	1	2,430	7	2,452			—	—	—	—
4	2,383	1	2,393	—	—	—	—	7	2,388			2	2,383	1	2,398
—	—	—	—	5	2,363	2	2,378	—	—			—	—	—	—
3	2,261	1	2,270	—	—	—	—	5	2,28			1	2,289	1	2,266
—	—	—	—	2	2,248	3	2,243	2	2,24			—	—	—	—
—	—	1	2,221	—	—	—	—	—	—			1	2,221	—	—
5	2,124	3	2,116	5	2,120	3	2,125	5	2,13			4	2,124	3	2,132
6	1,983	5	2,004	7	1,980	5—4	1,997	5—4	1,99			6—5	1,987	6—5	1,994
2	1,880	2—1	1,895	1	1,883	2	1,901	1	1,886			1	1,880	1	1,895
1	1,844	—	—	—	—	—	—	5	1,827			—	—	—	—
5—4	1,813	4	1,813	5	1,810	5—4	1,816	—	—			4	1,813	4	1,810
1	1,788	—	—	—	—	—	—	—	—			—	—	—	—
1	1,720	—	—	1	1,694	—	—	—	—			—	—	1	1,692
—	—	1	1,687	—	—	2 ш.	1,682	—	—			—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	5 ш.	1,659	4	1,664			—	—	5	1,657
6—5	1,641	5	1,652	5	1,646	—	—	3	1,650			5	1,643	—	—
2—1	1,596			—	—	—	—	1	1,598			—	—	—	—
2—1	1,560			—	—	—	—	1	1,562			1	1,560	—	—
4	1,537			3	1,539	5	1,535	6—5	1,539			2	1,532	4—3	1,539
5	1,499			6	1,495	5	1,500	8	1,506			3	1,495	4	1,504
2	1,452			—	—	—	—	—	—			1	1,448	1	1,453



Фиг. 29. Электронно-микроскопические снимки фракций < 0,001 *мм* пород литогенетического типа МДО-1. Увел. 10 000

а — обр. 3/30; *б* — обр. 3/40



Фиг. 30. Электронно-микроскопические снимки фракций < 0,001 *мм* пород литогенетического типа МДЦ-1. Увел. 10 000

а—обр 3/16; *б* — обр.3/ 29

Электронно-микроскопическое изучение показывает, что частицы глинистых минералов пород этого литогенетического типа характеризуются большими размерами, чем в породах двух первых литогенетических типов, а в их составе несколько возрастает роль удлиненных пластинок (фиг. 30).

Рентгеноскопическое изучение фракций<0,001 *мм* пород типа МДЦ-1 показывает присутствие в них тех же минералов, что и в породах других литогенетических типов акчагыльских отложений (табл. 14): диоктаэдрической гидрослюды полиморфной разновидности $2M_1$, хлорита и каолинита; возможно присутствие триоктаэдрической гидрослюды. Гидрослюды составляют основную часть глинистых минералов. Кроме того, отмечается

Таблица 14

Расчет рентгенограмм фракций <0,001 *мм* пород литогенетического типа МДЦ-1

Обр. 3/16		Обр. 3/58			
Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный	
J	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å
3	17,5	4	17,9	—	—
6	14,6	5	14,3	8	13,7
9	10,0	10	10,0	9	10,2
6	7,1	8	7,0	—	—
5	5,0	5	4,90	7	5,0
1	4,74	5	4,7	—	—
4	4,52	1	4,48	3	4,50
—	—	4	4,21	3	4,26
—	—	1	4,01	—	—
2	3,72	—	—	1	3,74
5	3,54	7	3,54	2	3,48
10	3,36	10	3,33	10	3,34
5	3,21	4	3,16	3	3,19
3	3,00	1	2,97	—	—
2	2,87	2	2,82	1	2,82
3	2,71	2	2,69	2	2,69
6	2,50	2	2,55	—	—
—	—	—	—	2	2,502
3	2,468	1	2,446	—	—
4	2,39	1	2,383	—	—
2	2,26	1	2,248		
—	—	2	2,212	—	—
5	2,132	5	1,980	2	1,997
6	1,963	—	—	—	—
1	1,898	1	1,877	—	—
5	1,830	3	1,807	1	1,813
4	1,711	1	1,711	—	—
5	1,680 1,650	— 5	— 1,646	— 3	— 1,666
4	1,549	1	1,560		
—	—	1	1,528		
6	1,508	1	1,488		
4	1,458	1	1,445		

присутствие минерала, дающего на рентгенограмме насыщенного глицерином образца рефлекс с $d=17,7$ Å. При обработке 0,5 н. раствором K_2CO_3 он ведет себя так же, как и в описанных выше случаях: сокращает межплоскостные расстояния до 10 Å и теряет способность к набуханию. Судя по интенсивности рефлекса с $d=17,7$ Å, этот минерал в породах типа МДЦ-1 содержится несколько в большем количестве, чем в породах других литогенетических типов акчагыльских отложений. Кроме глинистых минералов на рентгенограммах тонких фракций пород литогенетического типа МДЦ-1 фиксируются рефлексы кварца и полевых шпатов.

Таблица 15

Расчет рентгенограмм фракций <0,001 *мм* акчагыльских отложений п-ова Дарджа

Образец из скв. 180, глубина 1192—1202 м				Образец из скв. 180, глубина 1217—1223 м			
Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный	
J	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å
2	17,6	—	—	—	—	—	—
—	—	1	14,2	1	14,2	1	14,0
10	10,1	10	10,2	8	10,1	8	10,1
—	—	—	—	1	7,6	—	—
3	7,3	—	—	2	7,0	—	—
1	5,9	—	—	—	—	—	—
4	4,97	7	4,99	4—3	4,97	5	4,99
—	—	2	4,50	4	4,48	6	4,48
1	4,28	2	4,26	4	4,26	3	4,28
—	—	1	3,70	1	3,78	2	3,73
2	3,56	1	3,49	1	3,51	4	3,49
10	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,34
2	3,18	4	3,17	3	3,18	4	3,19
—	—			1	3,07	2	3,04
—	—			1	2,98	—	—
—	—			1	2,84	2	2,85
1	2,58			5	2,57	5	2,59
—	—			1	2,446		
—	—			2	2,378		
1	2,128			3	2,124		
—	—			4	1,983		
2	1,927			—	—		
—	—			1	1,889		
1	1,818			3	1,810		
2	1,657			3	1,655		
				2	1,537		
				4	1,499		
				1	1,450		

На п-ове Дарджа в акчагыльских отложениях, по данным рентгеновского анализа (табл. 15), присутствуют те же глинистые минералы, что и в других участках Прибалханского района: диоктаэдрическая гидрослюда, хлорит, каолинит и разбухающий минерал, дающий на рентгенограммах образцов, насыщенных глицерином, рефлекс $d=17{,}7$ Å; возможно присутствие триоктаэдрической гидрослюды. Однако характерной особенностью ассоциации глинистых минералов данного района является еще более резкое преобладание в ее составе гидрослюд; остальные глинистые минералы составляют столь незначительную примесь, что их присутствие устанавливается в основном только по очень слабым первым базальным рефлексам. Кроме того, отмечается присутствие примеси кварца, полевых шпатов и гипса, индецируемого по рефлексам с $d=4{,}29$, 3,06, 2,87 Å и другим.

Химический состав глинистых фракций всех литогенетических типов акчагыльских отложений довольно однообразен и не обнаруживает существенных отличий (табл. 16). Лишь в тонких фракциях пород МДЦ-1 незначительно понижено содержание SiO_2 и повышено количество Fe_2O_3.

Таким образом, во всех литогенетических типах пород акчагыльских отложений Прибалханского района установлено присутствие следующих глинистых минералов: диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$, хлорита с высоким содержанием железа, каолинита, разбухающего минерала и магнезиального минерала (типа сепиолита или палыгорскита); возможно присутствие триоктаэдрической гидрослюды. Основную массу глинистых минералов составляют гидрослюды и хлорит, а остальные содержатся в небольших количествах.

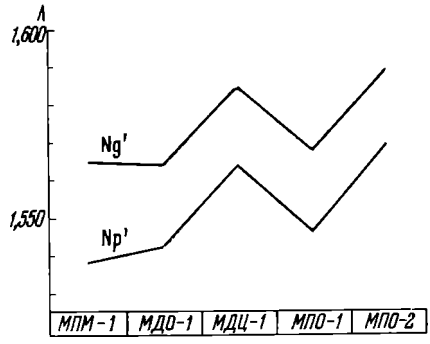
Таблица 16

Химический состав фракций <0,001 *мм* ассоциации глинистых минералов акчагыльских отложений

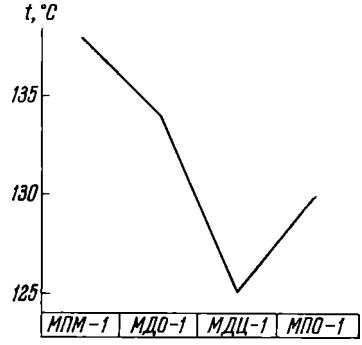
Литогенетический тип	№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	C	Сумма	SiO_2 (кварц)
МПМ-1	3/6	52,94	0,77	19,76	1,92	3,56	0,02	0,36	3,23	0,80	4,01	7,62	2,85	Нет	1,87	99,71	Не опр.
	3/12	52,47	0,72	20,51	4,73	1,20	0,05	0,24	0,21	0,54	3,80	0,28	3,87	Нет	1,47	100,09	» »
	3/73	51,28	0,83	20,80	5,54	1,54	0,05	0,36	3,00	1,03	4,30	7,37	2,55	0,45	0,88	99,98	» »
МДО-1	3/15	52,91	0,70	21,01	4,95	0,79	0,05	0,22	3,22	0,89	4,78	7,60	2,49	Нет	0,64	100,25	» »
МДЦ-1	3/16	49,00	0,94	21,01	7,55	2,02	0,04	0,75	3,20	0,77	4,84	5,95	2,80	Нет	0,75	99,62	1,89

Увеличение показателей преломления в срезах с агрегатов ориентированных частиц в породах типа МДЦ-1 (фиг. 31), по-видимому, связано с увеличением содержания в составе их тонких фракций частиц слюд.

Интересно изменение характера термограмм в фациальном профиле осадков. По мере перехода от литогенетического типа МПМ-1 к типу МДЦ-1 интенсивность первого эндотермического эффекта снижается; понижается также температура его максимума (фиг. 32). Как известно, пер-



Фиг. 31. Средние показатели преломления в срезах с агрегатов ориентированных частиц < 0,001 *мм*



Фиг. 32. Средняя температура максимумов первого эндотермического эффекта термограмм фракций < 0,001 *мм*

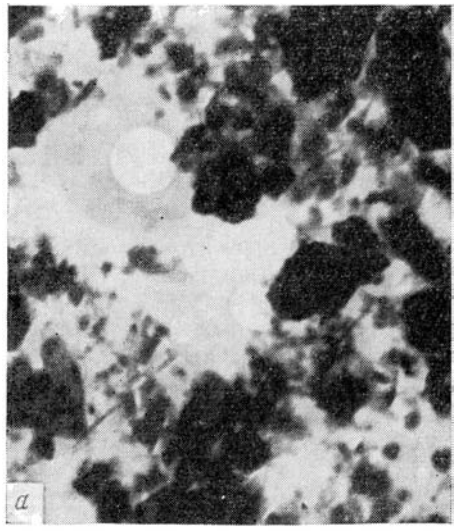
вый — низкотемпературный — эндотермический эффект на термограммах глинистых минералов обусловлен потерей межслоевой и гигроскопической воды. Следовательно, большая интенсивность этого эффекта у глин типа МПМ-1 обусловлена повышенным, по сравнению с другими типами, содержанием этой влаги. Однако во всех литогенетических типах пород акчагыльских отложений глинистые минералы имеют в основном одинаковый состав и, следовательно, различия в содержании межслоевой и гигроскопической воды вызваны не отличиями в минералогическом составе, а какими-то другими причинами. Скорее всего это объясняется большей дисперсностью частиц глинистых минералов в породах типа МПМ-1, чем в породах

МДО-1 и тем более в породах типа МДЦ-1. Это подтверждается электронно-микроскопическими исследованиями — наиболее крупные пластинки гидрослюд отмечены в породах типа МДЦ-1. Различная дисперсность глинистых частиц обусловила различную гигроскопическую влажность фракции <0,001 *мм*, что и отразилось на интенсивности эндотермического эффекта, связанного с потерей этой влаги.

Глинистые минералы нижнеапшеронских отложений

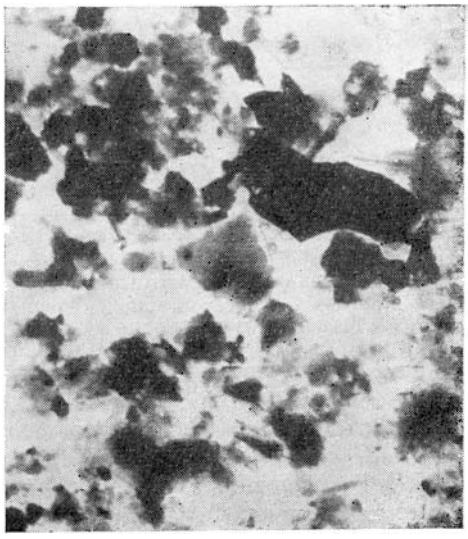
Литогенетический тип МПО-1. Показатели преломления в срезах с агрегатов ориентированных частиц < 0,001 *мм* близки к таковым в породах литогенетического типа МДО-1 акчагыльских отложений: $Ng' = 1{,}564-1{,}573$, $Np' = 1{,}546$; двупреломление составляет 0,018—0,027.

Термограммы фракций < 0,001 *мм* также сходны с термограммами тонких фракций пород типа МДО-1. Для них характерны довольно интенсивный первый эндотермический эффект с максимумом при 125—135°, менее интенсивная эндотермическая остановка при 570—580° и слабая эндотермическая остановка при 875°; в некоторых случаях отмечается слабый экзотермический эффект при 950°.



Фиг. 33. Электронно-микроскопические снимки фракций < 0,001 *мм* пород литогенетического типа МПО-1. Увел. 10 000

а — обр. 3/75; *б* — обр. 3/79



Фиг. 34. Электронно-микроскопический снимок фракции < 0,001 *мм* породы литогенетического типа МПО-2. Увел. 10 000; обр. 3/76 а

Электронно-микроскопическое изучение показывает отсутствие отличий в морфологических особенностях между частицами глинистых минералов апшеронских и акчагыльских отложений (фиг. 33). Здесь так же, как и в акчагыльских породах, отмечается присутствие незначительных количеств игольчатых частиц.

Таблица 17

Расчет рентгенограммы фракции <0,001 *мм* породы литогенетического типа МПО-1

Обр. 3/79				Обр. 3/79			
Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный	
J	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å
1	17,6	—	—	4—3	2,446	3	2,502
4	14,2	6	14,0	4	2,388	1	2,383
9—8	10,0	10	9,9	2	2,261	1	2,275
7	7,0	5	7,1	5—4	2,116	3	2,112
1	6,5	—	—	8	1,976	6	1,983
5	4,99	6	4,97	3—2	1,874	2	1,877
3	4,70	2—1	4,76	5	1,810	4	1,810
4	4,48	2—1	4,50	1	1,775	—	—
5	4,24	4	4,24	2—1	1,713	—	—
2	4,01	1	4,03	5	1,648	5	1,650
2	3,76	2	3,74	1	1,588	—	—
7	3,53	3	3,52	1	1,558	—	—
10	3,32	10	3,32	5—4	1,530	3	1,537
6	3,17	5	3,17	5—4	1,494	1	1,504
1	3,08	1	3,08	3	1,448	2—1	1,452
5—4	2,99	1	2,98	2	1,414	—	—
5	2,83	3	2,83	5—4	1,369	4—3	1,372
3	2,69	1	2,65	5—4	1,338	4—3	1,345
5	2,57	1	2,57				

Рентгеноскопический анализ (табл. 17) устанавливает присутствие в нижнеапшеронских отложениях диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$, хлорита, каолинита и разбухающего минерала, дающего на рентгенограммах насыщенных глицерином образцов рефлекс $d=17{,}7$ Å, возможно присутствие триоктаэдрической гидрослюды. Основная часть глинистых минералов представлена гидрослюдами; остальные минералы, особенно разбухающий минерал, присутствуют в незначительных количествах. Отмечается примесь кварца и полевых шпатов.

Литогенетический тип МПО-2. Из пород этого типа был исследован один образец. По показателям преломления, кривым нагревания и данным электронной микроскопии (фиг. 34), глинистые минералы типа МПО-2 очень сходны с глинистыми минералами типа МДЦ-1 акчагыльских отложений.

Таким образом, как акчагыльские, так и нижнеапшеронские отложения Прибалханского района характеризуются одним и тем же комплексом глинистых минералов, почти не изменяющимся в породах различных фаций.

В настоящее время по вопросу о факторах, определяющих состав глинистых минералов осадочных пород, существуют различные точки зрения. Одни исследователи (Н. М. Страхов, М. А. Ратеев, C. E. Weaver) считают, что состав глинистых минералов определяется физико-химическими условиями областей сноса; снесенные в водоем, они в дальнейшем не претерпе-

вают каких-либо существенных изменений. По мнению другой группы исследователей (И. И. Гинзбург, М. Ф. Викулова, R. E. Grim и др.), состав глинистых минералов зависит главным образом от условий, существующих в областях седиментации. Наконец, еще одна группа исследователей (А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов) занимает как бы промежуточное положение между предыдущими двумя точками зрения — по их мнению, глинистые минералы, приносящиеся в осадок в виде терригенных частиц, вступая во взаимодействие с новой окружающей обстановкой, претерпевают более или менее существенные изменения в процессе диагенеза и эпигенеза. Наиболее четко эта точка зрения, к которой присоединяется и автор, высказана А. Г. Коссовской (1962), показавшей, что сохранение первично-обломочного состава глинистых минералов в осадках, а затем и в осадочных породах или глубокая их переработка с возникновением новых минеральных видов зависит от ряда факторов, главнейшими из которых являются: 1) устойчивость глинистого минерала к воздействию внешней среды; 2) степень его приспособленности к данным конкретным условиям; 3) скорость осадконакопления, т. е. длительность пребывания материалов в зоне активного водообмена; 4) степень измененности пород в эпигенезе.

Основная масса глинистых минералов акчагыльских и нижнеапшеронских отложений Прибалханского района имеет терригенное происхождение. Для диоктаэдрической гидрослюды это подтверждается тем, что она представлена полиморфной модификацией $2M_1$, которая образуется при высоких температурах и больших давлениях. Акчагыльские породы в Прибалханском районе погружались самое большее на глубину 1,5—2 *км*; на таких глубинах температура и давление недостаточно высоки для образования гидрослюды этой модификации. Терригенное происхождение триоктаэдрической гидрослюды, присутствие которой возможно в акчагыльских и нижнеапшеронских отложениях, не вызывает сомнений, поскольку эта гидрослюда в термодинамических условиях области седиментации не образуется. Поступавшие в составе терригенной мути гидрослюды разносились по площади Прибалханского участка моря. При этом наиболее крупные частицы гидрослюд осаждались ближе к берегу, а более мелкие выносились дальше в море. В результате более крупные частицы гидрослюд сконцентрировались в осадках фации МДЦ, наименее крупные — в осадках фации МПМ.

По данным М. А. Ратеева (1964), в составе терригенной мути Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи, наряду с гидрослюдой и другими глинистыми минералами, отмечено присутствие обломочного хлорита, который выносится этими реками в Аральское море и фиксируется в его осадках. Скорее всего основная часть хлорита, присутствующая в акчагыльских и нижнеапшеронских отложениях, также была принесена реками в бассейн седиментации. Однако какая-то часть хлорита в изученных отложениях, возможно, образовалась уже после отложения обломочного материала. Как показала А. Г. Коссовская (Коссовская, 1962; Коссовская и др., 1963), биотит, являясь крайне нестойким минералом на всех стадиях формирования и изменения осадочных пород, в диагенезе и эпигенезе дает начало ряду стадийных метастабильных фаз, представляющих, как правило, сложные образования с упорядоченными и неупорядоченными смешанно-слойными структурами. Этот ряд метастабильных фаз является обязательным этапом перестройки решетки биотита, не зависящим от физико-химической среды различных фациальных обстановок (Коссовская, Шутов, 1963). Первым этапом изменения биотита является его хлоритизация, проявляющаяся на очень ранних стадиях, когда микроскопически минерал может и не обнаруживать признаков переработки — рентгеноструктурное изучение оптически совершенно свежих листочков биотита, проведенное А. Г. Коссовской, В. А. Дрицем и В. А. Александровой (1963), всегда показывало присутствие более или менее интенсивного рефлекса с $d=14$ Å. Этими

исследованиями была прослежена и гамма дальнейших изменений биотита через хлорит — подвижный хлорит — монтмориллонит вплоть до каолинита.

Биотит, принесенный в Прибалханский участок моря, и послужил тем материалом, из которого образовалась часть хлорита, присутствующего в тонких фракциях. Хлоритизация обломочного биотита наблюдалась и при микроскопическом изучении этих пород. То, что биотит изменился только до хлорита, свидетельствует о слабой постседиментационной переработке глинистого вещества акчагыльских и нижнеапшеронских пород.

Разбухающий минерал, присутствующий в акчагыльских и апшеронских отложениях, судя по сокращению межплоскостного расстояния до 10 Å после насыщения его калием, по потере после этого способности к разбуханию, обладает значительным отрицательным зарядом решетки. Согласно Уиверу (Weaver, 1958), подобные свойства характерны для гидрослюд (в частности, для гидромусковита), у которых в результате выветривания частично вынесены щелочи; вследствие частичного удаления калия из межслоевых пространств такие гидрослюды приобретают способность увеличивать межплоскостное расстояние и на рентгенограммах проявляют себя как монтмориллонит. Такие разбухающие минералы, образовавшиеся из слюд, при насыщении их калием фиксируют его в межслоевых пространствах, в результате чего их межплоскостные расстояния сокращаются, и они теряют способность к набуханию, тогда как монтмориллонит, образовавшийся из вулканического стекла, сохраняет это свойство после подобной обработки.

Однако, как будет показано в следующей главе, на определенной стадии диагенетического преобразования вулканического стекла образуется разбухающий минерал с трехэтажной решеткой, обладающей значительным отрицательным зарядом. Этот минерал — бейделлит — при насыщении калием также фиксирует его в межслоевых пространствах, что вызывает сокращение межплоскостного расстояния до 10 Å и приводит к потере способности к разбуханию. Поэтому сокращение монтмориллонитом межплоскостного расстояния и потеря способности к увеличению его после насыщения калием указывают не на исходный материал, из которого образовался данный минерал, как полагает Уивер, а только лишь на наличие у него достаточно сильного отрицательного заряда решетки. Как будет показано в следующей главе, образующийся в конечные стадии преобразования вулканического стекла монтмориллонит обладает весьма слабым зарядом решетки и не теряет способности увеличивать межплоскостные расстояния после насыщения калием. Следовательно, если после обработки калием монтмориллонит при насыщении глицерином характеризуется межплоскостным расстоянием 17,7 Å,— это монтмориллонит, образовавшийся из вулканического стекла. Если же после обработки калием и насыщения глицерином межплоскостное расстояние монтмориллонита меньше 17,7 Å,— вопрос об исходном материале данного минерала не может быть решен однозначно.

Таким образом, происхождение разбухающего минерала в акчагыльских и апшеронских отложениях Прибалханского района в настоящее время неясно. Однако, учитывая, что монтмориллонит с аналогичными свойствами (по отношению к калию) обнаружен в составе мути, переносимой Аму-Дарьей (Ратеев, 1964), которая, как будет показано ниже, в акчагыльское время поставляла в Прибалханский район основную массу обломочного материала, можно предположить, что этот минерал образовался из гидрослюды. Такая «деградированная» гидрослюда, попадая в акчагыльский бассейн, поглощала калий и возвращалась в исходное состояние — в диоктаэдрическую гидрослюду. Процесс поглощения калия, естественно, шел более интенсивно в участках с нормальной соленостью, тогда как ближе к устью древней реки, в значительно опресненных водах,

содержавших меньше калия, он проходил слабее. Этим, вероятно, объясняется несколько большее содержание разбухающего минерала в породах фации МДЦ, чем в породах фации МПМ. Присутствие разбухающего минерала не только в отложениях подводной дельты, но и в морских, свидетельствует о быстроте осадконакопления, из-за чего не вся «деградированная» гидрослюда успела восстановиться. Из этого следует, что вывод Уивера о том, что набухающие глинистые минералы, образовавшиеся из слюд, в морских условиях должны полностью вновь превратиться в гидрослюды, не совсем правилен — полнота такого превращения зависит не только от концентрации калия в воде, а и от скорости осадконакопления: при большой скорости осадконакопления часть таких разбухающих минералов сохраняется в породе.

Каолинит, незначительные количества которого постоянно отмечаются на рентгенограммах, также имеет скорее всего терригенное происхождение, поскольку трудно допустить возможность его диагенетического образования в сильно карбонатных акчагыльских и апшеронских осадках. Среда в этих осадках была щелочной, а образование каолинита, как известно, происходит в кислой среде (Grim, 1953; Викулова, 1957). Присутствие каолинита в сильно известковистых акчагыльских и нижнеапшеронских породах также служит подтверждением краткости периода диагенеза в результате быстрого осадконакопления; вследствие краткости этого периода каолинит смог сохраниться в неблагоприятных для него условиях.

Не совсем ясно происхождение магнезиального силиката или алюмосиликата. Грим (Grim, 1953), М. А. Ратеев (1960) указывают, что эти минералы являются существенными составными частями почв пустынь. В условиях аридного климата Туркмении они могли поступать в акчагыльский бассейн в составе терригенной мути с окружающей суши. По данным М. А. Ратеева (1964), палыгорскит, присутствующий в осадках Аральского моря, приносится сюда Сыр-Дарьей и Аму-Дарьей; в эти реки палыгорскит (присутствующий также и в их донных отложениях) поступает с прилегающих площадей. С другой стороны, как было установлено А. Г. Коссовской (1954) при изучении глин продуктивной толщи Прикуринской низменности, магнезиальный минерал мог образоваться в постседиментационные стадии за счет внутрислойного растворения пироксенов в условиях повышенной щелочности среды. Наконец, этот минерал мог образоваться в акчагыльских породах уже после выведения их на дневную поверхность в условиях жаркого сухого климата Туркмении. Однако против последнего предположения свидетельствует факт нахождения магнезиального минерала в акчагыльских породах Красноводского полуострова, залегающих на глубинах порядка сотни метров (устное сообщение И. Д. Зхуса). Определить однозначно, имеет ли он терригенное или аутигенное происхождение, в настоящее время не представляется возможным.

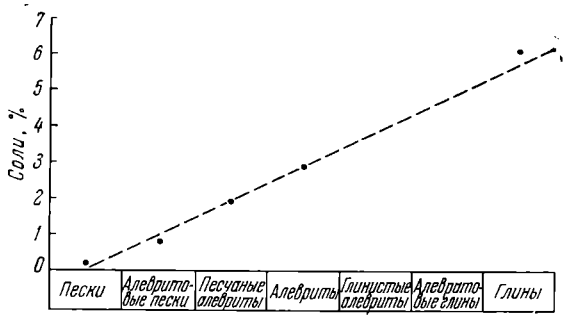
Большая скорость накопления осадков, в результате чего они быстро уходили из зоны активного водообмена, не успевая приобрести минералогического оформления, определяющегося окружающей обстановкой, обусловила одинаковый состав глинистых минералов в породах различных фаций акчагыльских и нижнеапшеронских отложений.

Гипергенные новообразования

Выведенные на дневную поверхность породы акчагыльского яруса подвергаются интенсивному окислению, о чем свидетельствует появление ржавого цвета на их поверхности. При этом, в частности, пирит, окисляясь, переходит в гидроокислы железа; образование псевдоморфоз гидроокислов железа по пириту неоднократно наблюдалось как в шлифах, так и в иммерсионных препаратах.

Помимо окисления в условиях жаркого и сухого климата Туркмении породы подвергаются интенсивному огипсованию и засолонению. На Челе-

кене на плоскостях напластования глин присутствуют крупные (до 1 *см*) кристаллы гипса, как бы раздвигающие породу, на поверхностях напластования видны следы в виде вмятин и ямок. Подобные кристаллы присутствуют лишь в самой поверхностной части пород, а на глубине в несколько сантиметров их нет. Это дает основание считать, что их образование обязано гипергенным процессам и произошло уже после выведения пород акчагыльского яруса на дневную поверхность. В шлифах акчагыльских пород кристаллов гипса не наблюдалось. Однако высокое содержание SO_3 в солянокислых вытяжках из отложений Челекена (до 6,39%) указывает на наличие в них сульфатных минералов. Скорее всего гипс присутствует здесь в виде мельчайших, неразличимых под микроскопом кристалликов, рассеянных в породе. Не исключено, что подобный тонкодисперсный гипс, как указывалось выше, является в какой-то части седиментационным, поскольку накопление акчагыльских осадков происходило в условиях аридного климата.



Фиг. 35. Среднее содержание воднорастворимых солей в терригенно-карбонатных породах Монжуклы

Воднорастворимые соли в образцах из естественных обнажений Челекена и Монжуклы содержатся в количестве до 10—12%, иногда даже до 15%. При этом наблюдается весьма четкая зависимость между количеством этих солей и гранулометрическим составом пород — содержание солей возрастает с уменьшением зернистости (фиг. 35). Подобная закономерность объясняется скорее всего тем, что в тонкозернистых породах, обладающих лучшими капиллярными свойствами, подъем поровых вод происходит гораздо интенсивнее, чем в более крупнозернистых. Поровые воды, достигнув поверхности, испаряются, высаживая содержащиеся в них соли; в результате происходит засолонение приповерхностной части пород. В естественных обнажениях в глинистых породах очень часто можно наблюдать многочисленные тонкие иголочки выкристаллизовавшихся солей, образующих иногда даже соляную корочку. Явления засолонения и огипсования пород в условиях жаркого сухого климата пустынь хорошо известны, им посвящено большое количество работ (Перельман, 1959; Гинзбург, 1957 и др.).

Изложенное заставляет с осторожностью подходить к возможности использования анализа водных вытяжек для палеогеографических построений. Так, например, А. А. Али-заде и П. Е. Граждан (1954) видят подтверждение существующих воззрений о солености вод плиоценовых бассейнов в том, что породы акчагыльского яруса содержат наибольшее количество воднорастворимых солей, породы апшеронского яруса — меньшее, а отложения красноцветной толщи — наименьшее. Однако подобное распределение воднорастворимых солей объясняется тем, что красноцветная толща сложена большей частью песчано-алевритовыми породами, что обусловило менее интенсивное их засолонение по сравнению с отложениями акчагыльского яруса, в которых преобладают глинистые разности.

Кроме того, естественно, что в породах, залегающих на глубине, водорастворимые соли содержатся в меньшем количестве, чем в тех же породах, обнаженных на поверхности и в результате в какой-то степени засоленных. Именно этим и объясняется, вероятнее всего, меньшее содержание солей в образцах пород из нижней части красноцветной толщи (из глубоких скважин), а не тем, что их отложение происходило в бассейне с меньшей соленостью вод, чем во время накопления осадков верхов красноцветной толщи, как считают А. А. Али-заде и П. Е. Граждан.

ФОРМИРОВАНИЕ АССОЦИАЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Изучение минералогического состава плиоценовых отложений Прибалханского района показывает, что эти породы претерпели очень слабую эпигенетическую переработку, выразившуюся в основном в некотором незначительном внутрислойном растворении и замещении кальцитом наименее стойких обломочных компонентов средних и основных плагиоклазов, а также фемических минералов — биотита, амфиболов, пироксенов. В то же время такой нестойкий минерал, как биотит, изменен очень слабо — лишь до стадии хлорита, часть которого к тому же может быть терригенной; присутствие подвижного хлорита или вермикулитоподобных компонентов в этих породах отмечено не было. Отсутствуют также в этих породах новообразованные минералы из группы цеолитов. Все это свидетельствует о том, что породы изученной части разреза плиоценовых отложений находятся на самом раннем этапе эпигенетических преобразований и могут быть отнесены, согласно классификации А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1963), к зоне (фации) обломочного вещества унаследованного состава. Слабая эпигенетическая переработка акчагыльских пород объясняется как незначительными глубинами их погружения, так и малым отрезком времени, прошедшим с момента их образования. Как показал В. Д. Шутов (Шутов и Долматова, 1961), время наряду с глубиной погружения является основным фактором, определяющим полноту эпигенетической переработки пород.

Слабая постседиментационная переработка пород изученной части разреза плиоценовых отложений Прибалханского района позволяет считать их минералогический состав почти полностью соответствующим составу отлагавшегося в этом районе осадочного материала. При этом отмечается полное сходство минеральной ассоциации акчагыльских отложений с минеральными ассоциациями верхней части красноцветной толщи и нижней части нижнеапшеронских отложений.

Характерной чертой ассоциации терригенных минералов плиоценовых отложений Прибалханского района является обилие в их составе средних и основных плагиоклазов — минералов нестойких (Goldich, 1938; Коссовская, 1962), вряд ли способных выдержать более одного цикла седиментации.

Высокое содержание Ca-Na-плагиоклазов в верхней части красноцветной толщи Челекена может быть объяснено довольно легко — в этой части разреза здесь присутствуют многочисленные прослои пепловых туфов (Романова, 1955). Пепловый материал, принесенный воздушными потоками, мог обусловить высокое содержание Ca-Na-плагиоклазов в породах верхней части красноцветной толщи Челекена.

Однако допустить такое же происхождение средних и основных плагиоклазов в акчагыльских породах трудно по следующим соображениям. В акчагыльских пепловых туфах полевые шпаты, представленные почти исключительно плагиоклазами, составляют не более 8—10% легких фракций, из них на долю средних и основных плагиоклазов приходится около половины. Для того чтобы за счет пеплового материала обеспечить столь высокое содержание Ca-Na-плагиоклазов, которое отмечается в акчагыльских нормально-осадочных породах, примесь этого материала должна была бы составлять более половины всех терригенных частиц, чего

в действительности не наблюдается. Кроме того, в нормально-осадочных породах I пачки акчагыльских отложений, содержащих прослои пепловых туфов, не наблюдается высоких концентраций Ca-Na-плагиоклазов. Как указывалось, наибольшее содержание таких плагиоклазов отмечается в более высоких частях разреза. На Челекене же в части разреза, содержащей прослои пепловых туфов, нормально-осадочные породы вообще не содержат Ca-Na-плагиоклазов. Все это заставляет считать, что основная часть Ca-Na-плагиоклазов в исследованных нормально-осадочных породах имеет не эффузивное происхождение, а приносилась в Прибалханский участок в составе терригенного материала, сносимого с водосборных площадей.

Нормально-осадочные породы плиоценового возраста Прибалханского района помимо средних и основных плагиоклазов содержат также и другие нестойкие минералы — биотит, а в тяжелых фракциях — амфиболы, пироксены, гранат, минералы группы эпидота.

Таким образом, для минеральной ассоциации изученной части разреза плиоценовых отложений Прибалханского района характерны следующие особенности: 1) преобладание кварца изверженных пород; 2) высокое содержание Ca-Na-плагиоклазов; 3) высокое содержание слюд (мусковита и биотита); 4) обилие в тяжелых фракциях амфиболов, пироксенов, граната, минералов группы эпидота; 5) преобладание среди глинистых минералов диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$.

В содержании отдельных терригенных минералов в акчагыльских отложениях восточной части Прибалханского района наблюдается определенная закономерность. Некоторые из них — амфиболы и пироксены — образуют повышенные концентрации в наиболее грубозернистых породах. Наоборот, содержание таких минералов, как группы эпидота, циркона, турмалина, рутила, магнетита и ильменита возрастает с уменьшением зернистости пород. Подобный характер распределения, когда концентрация устойчивых минералов происходит в глинистых породах, а неустойчивых — в песчаных, как показал Н. В. Логвиненко (1951), возникает в результате сортировки терригенного материала в процессе переноса и отложения. В данном случае основную роль в распределении скорее всего сыграл размер терригенных частиц минералов, поступивших в Прибалханский участок акчагыльского моря. Действительно, зерна амфиболов и пироксенов, концентрирующихся в песчано-алевритовых породах, как правило, характеризуются большими размерами, чем зерна минералов, концентрирующихся в глинах.

Помимо зависимости содержания отдельных минералов от гранулометрического состава пород в акчагыльских отложениях восточной части Прибалханского района отмечается также зависимость содержания ряда минералов и от фациальной принадлежности осадков — в близких по гранулометрическому составу породах фации МДО и МПМ содержание некоторых минералов различно (табл. 18). Так, породы фации МПМ содержат в повышенных количествах гранат (в составе которого возрастает роль разновидности с $N < 1{,}780$), циркон, рутил, сфен, магнетит и ильменит; особенно возрастает в них содержание рутила (почти вдвое). С другой стороны, амфиболы, пироксены и группа эпидота содержатся в породах фации МПМ в меньших количествах, чем в породах фации МДО. Подобное изменение количественных соотношений в содержании терригенных минералов свидетельствует о том, что при отложении осадков фации МПМ процесс сортировки поступавшего в Прибалханский участок акчагыльского бассейна обломочного материала по размерам зерен осложнялся еще каким-то процессом, в результате которого этот материал обогащался гранатом, цирконом, рутилом, сфеном, магнетитом и ильменитом.

При определении возможного местоположения материнских пород, поставлявших обломочный материал, естественно, в первую очередь предпо-

ложить, что он поступал в Прибалханский участок акчагыльского моря с окружавших его горных сооружений — Кубадаг-Большебалханской суши и Копет-Дага. Присутствие в акчагыльских породах обломков известняков и глинисто-карбонатных пород указывает, что в Прибалханский район действительно поступал обломочный материал, сносимый с этих горных сооружений. Однако резкая разница в составе минеральных ассоциаций акчагыльских пород и пород, слагающих эти горы, свидетельствует, что роль обломков, сносимых с них, в общем составе поступавшего в Прибалханский район терригенного материала была незначительной.

Таблица 18

Средний состав тяжелых фракций пород различных фаций акчагыльских отложений Монжуклы

Минералы	Фации		
	МДЦ (21 обр.)	МДО (28 обр.)	МПМ (13 обр.)
Гранат	8,2	6,7	7,4
Циркон	3,3	4,2	5,3
Турмалин	1,9	2,2	2,2
Рутил	1,3	1,5	2,7
Амфиболы	30,0	28,0	24,4
Пироксены	5,1	3,2	2,7
Эпидот	29,1	32,6	31,0
Сфен	2,4	2,2	2,5
Магнетит и ильменит	9,5	10,2	11,9
Выветрелые зерна	7,9	8,6	8,7

Действительно, в Копет-Даге, по данным А. Б. Вистелиуса (1958) и В. Л. Либрович (1963), в меловых терригенных породах основными минералами тяжелых фракций являются циркон, гранат, рутил, турмалин, а из рудных наибольшим распространением пользуется ильменит, составляющий до 40% этих фракций; в легких фракциях преобладает кварц (до 30—60% и выше) при подчиненном содержании полевых шпатов (до 20—30%). На Большом Балхане в юрских песчано-алевритовых породах кварц составляет до 60—80%; тяжелые фракции содержат до 90% магнетита и ильменита и незначительную примесь граната, циркона, рутила, эпидота и некоторых других (Баранова, 1961; Худайназаров, 1962).

Из района Красноводского полуострова, где наряду с осадочными породами развиты также и магматические, обломочный материал в Прибалханскую депрессию поступать не мог. Как показало бурение (Мирзаханов и др., 1962), в акчагыльское время на месте Дарджинского полуострова располагалась гряда, выступавшая над поверхностью моря, препятствовавшая поступлению терригенного материала с Кубадагской суши в Прибалханский район. Гряда эта, возможно, на востоке смыкалась с Большебалханской сушей, образуя узкий залив акчагыльского моря между Куба-Дагом и Дарджинской сушей. Отлагавшиеся в этом заливе осадки образовались главным образом за счет терригенного материала, сносившегося с Куба-Дага и частично Большого Балхана. Изучение показало, что здесь минеральная ассоциация акчагыльских пород сильно отличается от минеральной ассоциации плиоценовых отложений остальной части Прибалханского района. Так, в составе полевых шпатов в этих породах преобладают калиевые полевые шпаты (главным образом ортоклаз) при полном отсутствии Ca-Na-плагиоклазов, тогда как для минеральной ассоциации плиоценовых отложений характерно преобладание плагиоклазов группы альбита — кислого

олигоклаза и высокое содержание средних и основных плагиоклазов. Среди тяжелых минералов основную роль в акчагыльских породах Дарджинского полуострова играют гранаты (в составе которых повышено содержание разновидности с $N < 1{,}780$), циркон, сфен, магнетит и ильменит при пониженном содержании эпидота, почти полном отсутствии амфиболов и полном отсутствии пироксенов. Следовательно, даже если допустить возможность приноса терригенного материала в Прибалханскую депрессию из районов Красноводского полуострова, то в таком случае минеральная ассоциация акчагыльских пород должна была бы сильно отличаться от той, которая в них наблюдается.

Изложенное заставляет признать, что хотя с окружавшей Прибалханский участок акчагыльского моря суши и поступал обломочный материал, но роль его была незначительной, а основная масса терригенного материала приносилась сюда откуда-то из других районов.

Не видны возможные источники обломочного материала и в других районах Туркмении. Так, в терригенных меловых отложениях Каракумской части Туранской платформы основными минералами тяжелых фракций являются магнетит, ильменит, циркон, гранат (Брюн и др., 1963; Габриэлянц и др., 1963). В юрских и меловых отложениях Туаркыра роговые обманки и пироксены составляют ничтожную часть тяжелых фракций (Цепелев, 1960; Яхнин и Соболева, 1963).

Следовательно, как в непосредственно прилегающих к Прибалханскому району, так и в довольно удаленных от него площадях мы не находим породы, которые могли бы дать обломочный материал, поступавший в этот район в акчагыльское время.

Как показала А. Г. Коссовская (1962), обилие нестойких к химическому выветриванию минералов (Ca-Na-плагиоклазов и неразложенных фемических минералов) характерно для неустойчивой, минералогически незрелой ассоциации, возникающей за счет быстрого разрушения кристаллических образований. Однако в пределах Туркмении кристаллические породы имеют очень небольшое распространение и не могли дать то громадное количество слабо разложившегося обломочного материала, который в плиоценовое время заполнил Прибалханскую депрессию.

Ближайшим местом, где терригенные минералы имеют такой же состав, как и в плиоценовых отложениях Прибалханского района, является Аральское море, осадки которого формируются за счет выносов Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи. Согласно данным Н. Г. Бродской (Бродская, 1952; Страхов и др., 1954), в легких фракциях осадков этих рек отмечается присутствие обломков пород (до 30%), полевых шпатов (до 34%) и кварца, причем в осадках Аму-Дарьи полевые шпаты преобладают над кварцем. В тяжелых фракциях речных осадков обнаружены рудные минералы, эпидот (много), роговая обманка (много), тремолит, актинолит, базальтическая роговая обманка, глаукофан (мало), авгит, диопсид, титанавгит (не всегда и мало), мусковит, биотит, зеленая слюда, дистен, ставролит, андалузит, силлиманит, хлорит. Глинистые минералы донных осадков Аральского моря имеют такой же состав, что и в осадках Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи (Ратеев, 1964), где они представлены диоктаэдрической гидрослюдой (резко преобладающий компонент), хлоритом, монтмориллонитом с разбухающим минералом, образовавшимся по слюдам, каолинитом и волокнистым магнезиальным силикатом типа палыгорскита. Следовательно, в донных осадках Аральского моря мы видим полную аналогию минералогического состава как крупных фракций, так и глинистых частиц с минералогическим составом верхнеплиоценовых отложений Прибалханского района.

Аму-Дарья и Сыр-Дарья берут свое начало в горах Памиро-Алая и Тянь-Шаня, и там находятся те кристаллические породы, в результате разрушения которых образуется слабо разложившийся минералогически незрелый материал, слагающий осадки Аральского моря, а в прошлом слу-

жившие источником такого материала для плиоценовых отложений Прибалханского района. Какая-то часть слабо разложившегося обломочного материала приносилась в Прибалханский район и из районов Паропамиза; в аллювии современных рек, стекающих с этих гор, — Теджена и особенно Мургаба, — тяжелые фракции значительно обогащены пироксенами и роговыми обманками (Вистелиус и Крылов, 1961).

Таким образом, мы приходим к выводу, что наиболее вероятным источником минералогически незрелого, слабо разложившегося материала, отлагавшегося в плиоценовое время в Прибалханском районе, являлись горные сооружения Памиро-Алая, Тянь-Шаня и Паропамиза. Однако, как будет показано ниже, в плиоценовое и особенно в среднеплиоценовое время обломочный материал мог поступать в Западно-Туркменскую низменность и из других, далеких областей, например из Северного Приаралья.

Значительная удаленность материнских пород от Прибалханского района не могла существенно повлиять на степень минералогической зрелости переносимого обломочного материала. Как показали Н. М. Страхов (Страхов и др., 1954; Страхов, 1960), Петтиджон (Pettijohn, 1957), А. Г. Коссовская (1962) и другие, процесс транспортировки обломочного материала не может вызвать существенных изменений в качественной характеристике минерального состава обломочной ассоциации, причем, как установил М. А. Ратеев (1964) на примере Сыр-Дарьи, это относится не только к крупным обломкам, но также и к глинистым минералам.

К слабо разложившемуся обломочному материалу, приносившемуся в Прибалханский район, подмешивался обломочный материал, сносившийся с непосредственно прилегающей к акчагыльскому бассейну суши, сложенной мезокайнозойскими осадочными породами. Во время интенсивного приноса слабо разложившегося материала относительная роль обломков, снесенных с прилегающей суши, была мало заметной. Однако, когда по каким-либо причинам принос обломочного материала из отдаленных районов ослабевал, роль местных источников терригенного материала относительно возрастала, что отражалось на минералогическом составе осадков. Так, отмеченная выше зависимость содержания отдельных минералов от фациальной принадлежности осадков в акчагыльских отложениях восточной части Прибалханского района обусловлена именно различным участием местных источников в общем балансе отлагавшегося здесь обломочного материала — отложение осадков фации МПМ происходило в моменты ослабления приноса слабо разложившегося терригенного материала из отдаленных районов. В результате осадки этой фации в восточной части Прибалханского района оказались обогащенными минералами, заимствованными из мезокайнозойских пород Туркмении (гранатом с $N < 1{,}780$, цирконом, рутилом, сфеном, магнетитом и ильменитом). Напомним, что именно эти минералы (кроме рутила) составляют основную часть тяжелых фракций акчагыльских отложений п-ова Дарджа — пород, образовавшихся главным образом за счет обломочного материала, сносившегося из районов Красноводского полуострова и Большого Балхана. Роль местного осадочного материала в составе акчагыльских осадков, естественно, возрастала по мере приближения к горным сооружениям, обрамлявшим Прибалханский участок акчагыльского моря.

По пути транспортировки к слабо разложившемуся обломочному материалу мог подмешиваться также обломочный материал, сносимый и из других областей развития мезокайнозойских отложений. Интересно отметить, что в верхнемеловых отложениях Каракумов среди гранатов наиболее распространена разновидность с $N < 1{,}780$ (Габриэлянц и др., 1963).

Единство минеральной ассоциации отложений акчагыльского яруса, красноцветной толщи и апшеронских отложений Прибалханского района свидетельствует о единстве источников обломочного материала, отлагавшегося здесь в плиоценовое время.

КОРРЕЛЯТИВНЫЕ ПРИЗНАКИ АКЧАГЫЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Решение вопроса о возможности микропетрографической корреляции разрезов каких-либо отложений распадается на две части: 1) выявление признаков, отличающих эти отложения от ниже- и вышезалегающих и 2) выявление внутри самих этих отложений характерных минералогических горизонтов, позволяющих сопоставлять отдельные части разрезов.

Естественно, эти задачи решаются легче, если отдельные части разреза характеризуются присутствием каких-либо минералов или их групп, отсутствующих в других его частях. Однако, как было показано выше, в отложениях акчагыльского яруса, верхней части красноцветной толщи и нижней части апшеронских отложений встречается одна и та же минеральная ассоциация, что обусловлено единством материнских пород, поставлявших обломочный материал. Но, несмотря на отсутствие минералогических отличий, по некоторым другим признакам отложения акчагыльского яруса и красноцветной толщи различить все же можно. Во-первых, в акчагыльских отложениях (и в изученной части разреза нижнеапшеронских) встречаются скорлупки диатомовых водорослей, тогда как в породах красноцветной толщи их присутствие не установлено. Интересно отметить, что диатомовые водоросли не встречены также и в породах продуктивной толщи Азербайджана (Султанов, 1958). Во-вторых, среди акчагыльских отложений Прибалханского района отсутствуют чистые (содержащие более 75% песчаных фракций) пески, в то время как в красноцветной толще подобные породы пользуются широким распространением, во всяком случае в верхней ее части.

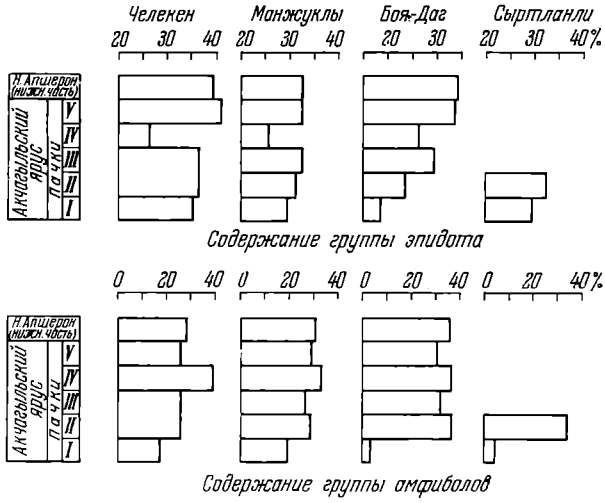
В разрезе акчагыльских отложений восточной части Прибалханского района по минералогическому составу хорошо выделяется I пачка. Выше указывалось, что в этой части Прибалханского района в породах фации МПМ повышено содержание минералов, заимствованных из слагавших берега акчагыльского бассейна мезокайнозойских пород. Поэтому в I пачке, сложенной почти полностью породами фации МПМ, сильно повышено содержание минералов группы рутила (до 5—7%), а также магнетита и ильменита, граната (особенно разновидности с $N<1{,}780$), циркона, турмалина, выветрелых зерен. С другой стороны, в породах этой пачки наблюдается минимальное для всего разреза содержание группы амфиболов и несколько пониженное — группы эпидота. Всеми этими признаками I пачка хорошо отличается как от подстилающих пород красноцветной толщи, так и от залегающих выше акчагыльских.

Остальные части разреза акчагыльских отложений по составу тяжелых фракций отличаются друг от друга не столь существенно. Тем не менее разрезы этих отложений хорошо сопоставляются по содержанию в отдельных их частях минералов групп амфиболов и эпидота даже на значительных расстояниях (фиг. 36). В частности, в акчагыльских отложениях Челекена выделяются характерные горизонты, соответствующие литологическим пачкам центральной и восточной частей Прибалханского района, хотя весь разрез здесь сложен глинистыми разностями пород, а мощность его в несколько раз меньше.

В акчагыльских отложениях Челекена слои 1—3 (см. фиг. 1) характеризуются повышенным содержанием циркона, турмалина, рутила, магнетита с ильменитом, выветрелых зерен и пониженным — амфиболов и пироксенов. Слой 4 отличается уменьшением количества турмалина, группы рутила и пироксенов. Характерной особенностью слоя 5 является сильно повышенное содержание амфиболов и сильно пониженное — группы эпидота; амфиболы содержатся здесь в большем количестве, чем группа эпидота, тогда как в остальных частях разреза наблюдается обратное соотношение между этими минералогическими группами. Кроме того, в породах этого горизонта понижено содержание выветрелых зерен граната, циркона и ру-

тила. В слое 6 понижено содержание магнетита с ильменитом, циркона, турмалина, граната, рутила и выветрелых зерен. Повышено содержание группы эпидота.

Для IV пачки разрезов Монжуклы и Боя-Дага характерно сильно пониженное содержание группы эпидота и повышенное — амфиболов. В разрезе Челекена подобное соотношение этих минералов наблюдается в слое 5,



Фиг. 36. Сопоставление разрезов акчагыльских отложений по терригенным минералам

который, следовательно, соответствует IV пачке. Для I пачки Монжуклы и Боя-Дага характерны наиболее низкие значения содержания амфиболов, несколько пониженное содержание группы эпидота и сильно повышенное — группы рутила. Всеми этими свойствами характеризуются слои 1—3 акчагыльских отложений Челекена, которые и соответствуют I пачке. II и III пачкам Монжуклы и Боя-Дага соответствует слой 4 Челекена; разделить его на пачки не представляется возможным из-за малой мощности. Слой 6 Челекена соответствует V пачке Монжуклы и Боя-Дага. В результате получается следующая схема сопоставления:

Челекен	Монжуклы и Боя-Даг
Слой 6	Пачка V
» 5	» IV
» 4	Пачки II и III
Слои 1—3	Пачка I

Выделение в акчагыльских отложениях Челекена таких же минералогических пачек, как и в восточной части Прибалханского района, свидетельствует, что изменения содержания минералов в отдельных частях разреза обусловлены изменениями в составе приносившегося в этот район терригенного материала.

Таким образом, по минералогическому составу тяжелых фракций разрезы акчагыльских отложений Челекена, Монжуклы, Боя-Дага и Сыртланли довольно хорошо сопоставляются друг с другом. Что касается Небит-Дага и Кум-Дага, то небольшое количество исследованных образцов не дало возможности провести подобное сопоставление.

В нижней части отложений апшеронского яруса минералы тяжелых фракций содержатся примерно в таких же количествах, как и в верхней части акчагыльских. Поэтому отличить по составу тяжелых фракций эти части разреза друг от друга нельзя.

Глава VI

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Вулканогенно-осадочные породы акчагыльского и нижнеапшеронского возраста представлены в Прибалханском районе, как уже говорилось, прослоями пепловых туфов. Эти прослои по мощности составляют весьма незначительную (менее 1%) часть разреза верхнеплиоценовых отложений. Однако по своему минералогическому составу, по характеру и интенсивности постседиментационных изменений пепловые туфы сильно отличаются от вмещающих нормально-осадочных пород и поэтому заслуживают самостоятельного рассмотрения.

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА

Акчагыльские пепловые туфы

В акчагыльских отложениях Прибалханского района прослои пепловых туфов залегают среди известняково-глинистых пород фации прибрежной части морского бассейна, расположенных в сводовых частях антиклиналей в основании разреза этого возраста.

Таблица 19

Гранулометрический состав пепловых туфов

Район	Возраст	№ образца	Фракции, мм			
			0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01
			Содержание фракций, %			
Челекен	Нижний акчагыл	2/3	—	р. з.	55	45
То же	То же	2/5	—	7	80	13
» »	» »	2/6	—	р. з.	14	86
» »	» »	2/7	—	10	78	12
Монжуклы	» »	3/3	—	11	25	64
То же	» »	3/5	—	7	57	36
» »	» »	3/7	—	3	48	49
» »	» »	3/9	р. з.	14	22	64
Боя-Даг	» »	4/2	р. з.	19	32	49
То же	» »	4/7	р. з.	2	31	67
Сыртланли	» »	5/10	р. з.	6	38	56
Челекен	Нижний апшерон	2/23	—	2	61	37
То же	То же	2/24	—	3	67	30

Туфы представлены в общем тонкозернистыми разностями — от почти чистых алевритов до почти чистых глин. Песчаные фракции составляют в них не более 14—19% (табл. 19). Как правило, более грубозернистые

разности встречаются на Челекене, хотя и здесь в их гранулометрическом составе отмечается неоднородность. Так, нижняя часть четвертого прослоя туфа мощностью 10 *см* представлена (обр. $^2/_5$), по гранулометрии, алевритом, а верхняя (обр. $^2/_6$) — глиной; подобная неоднородность обусловлена скорее всего дифференциацией пеплового материала при осаждении в воде. Восточнее Челекена в составе многих туфов преобладают частицы размером <0,01 *мм*. Ниже будет показано, что современный гранулометрический состав акчагыльских пепловых туфов в той или иной степени отличается от первоначального.

Акчагыльские пепловые туфы содержат очень незначительное количество карбонатного материала, а в ряде случаев являются бескарбонатными. Это единственные породы в разрезе акчагыльских отложений Прибалханского района, содержащие менее 5% карбонатного материала.

Минералы песчано-алевритовых фракций

Легкие части крупных фракций пепловых туфов почти полностью сложены вулканическим стеклом; кроме того, в незначительном количестве присутствуют полевые шпаты (табл. 20).

Таблица 20

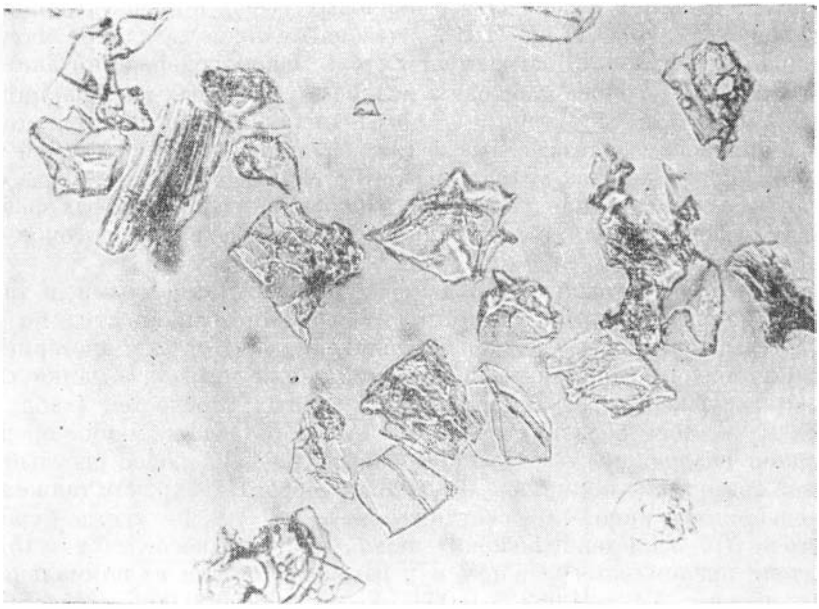
Минеральный состав легких фракций пепловых туфов

№ образца	Содержание в %			№ образца	Содержание в %		
	Полевые шпаты	Вулканическое стекло			Полевые шпаты	Вулканическое стекло	
		неразложившееся	разложившееся			неразложившееся	разложившееся
2/3	2	96	2	3/9	—	р. з.	100
2/5	9	88	3	4/2	—	—	100
2/6	2	96	2	4/7	10	—	90
2/7	8	89	3	5/10	р. з.	—	100
3/3	—	—	100	2/23	5	90	5
3/5	7	р. з.	93	2/24	7	85	8
3/7	6	54	40				

Вулканическое стекло представлено бесцветными обломками самой разнообразной формы, нередко с пустотами, заполненными, по-видимому, газами (фиг. 37). Часть зерен стекла девитрифицирована; такие зерна представляют собой агрегаты мельчайших кристалликов и в скрещенных николях слабо двупреломляют. Показатель преломления неразложенного стекла во всех случаях равен 1,499±0,002. Иногда на зернах вулканического стекла наблюдается развитие мельчайших кристалликов кальцита. Кроме того, изредка встречаются зерна с новообразованиями агрегатов эпидота. Вулканическое стекло составляет от 90 до 100% легких фракций.

Полевые шпаты представлены призматическими, таблитчатыми, а также неправильной формы зернами, составляющими до 10% легких фракций; в некоторых образцах полевые шпаты не были встречены. Часто зерна полевых шпатов заключены в оболочку из вулканического стекла (табл. IV).

Изучение полевых шпатов по методу В. Д. Шутова (1952, 1956) показало, что среди них основную часть составляют плагиоклазы (табл. 21). Калиевые полевые шпаты представлены ортоклазом, анортоклазом и санидином; присутствуют эти минералы не во всех образцах, составляя до 6—9%, иногда до 16% от общего количества полевых шпатов. Среди плагиоклазов большую часть составляют кислые разности, представленные почти исключительно кислым олигоклазом, на долю которого приходится 52—86% полевых шпатов. Альбит встречен всего в двух образцах, где он



Фиг. 37. Вулканическое стекло пепловых туфов. Фракция > 0,01 *мм*. Увел. 120, без анализатора. Челекен, обр. $^2/_3$

составляет 4%. Средние и основные плагиоклазы (от основного олигоклаза до битовнита) составляют от 14 до 41%. Большую часть этой группы плагиоклазов составляют основной олигоклаз (0—29%) и кислый андезин (4—27%), причем в некоторых случаях кислый андезин преобладает над основным олигоклазом. Более основные плагиоклазы содержатся в количестве до 16%; в некоторых образцах они не были встречены.

Для полевых шпатов пепловых туфов характерна исключительная свежесть — разложившиеся зерна встречаются крайне редко. Как правило, наибольшее число разложившихся зерен отмечается среди калиевых полевых шпатов, особенно ортоклаза. Сильнее всего зерна ортоклаза разрушены в образце $^2/_6$ (из верхней части четвертого прослоя туфа Челекена).

Таблица 21

Соотношение типов полевых шпатов пепловых туфов (в %)

Район	Возраст	№ образца	Ассоциация полевых шпатов (100%)										
			Микроклин	Ортоклаз	Анортоклаз	Санидин	Альбит	Кислый олигоклаз	Основной олигоклаз	Кислый андезин	Основной андезин	Лабрадор	Битовнит
Челекен	Нижний акчагыл	2/3	—	2	—	—	—	57	29	4	4	4	—
То же	То же	2/5	—	9	—	—	—	56	4	27	—	4	—
» »	» »	2/6	—	16	—	—	4	52	4	20	—	4	—
Монжуклы	» »	3/5	—	—	—	—	—	86	7	7	—	—	—
То же	» »	3/7	—	—	—	—	4	68	—	12	4	12	—
Боя-Даг	» »	4/7	—	—	3	3	—	72	7	4	—	7	4
Сыртланли	» »	5/10	—	—	—	—	—	80	4	12	4	—	—
Челекен	Нижний апшерон	2/23	—	3	3	3	3	77	—	4	4	3	—
То же	То же	2/24	—	10	—	—	5	65	—	10	5	5	—

Тяжелые фракции содержатся в пепловых туфах в очень незначительном количестве — от 0,17 до 0,01%, что затрудняет детальное изучение минералов этих фракций, так как при столь малом содержании акцессорные минералы не удалось наблюдать в шлифах. Тяжелых же фракций в некоторых случаях хватало лишь на приготовление одного постоянного препарата в канадском бальзаме. Кроме того, наличие на значительной части зерен минералов оболочек вулканического стекла не всегда позволяло точно определить их оптические константы. Основную часть тяжелых фракций пепловых туфов составляют минералы групп амфиболов, пироксенов, слюд и эпидота (табл. 22).

Обыкновенная роговая обманка представлена удлиненными и таблитчатыми крупными зернами с отчетливо выраженной спайностью по (110) и (010). Края зерен округлые, как бы оплавленные. В туфах, претерпевших сильные постседиментационные изменения, зерна роговой обманки характеризуются зубчатыми ограничениями базальных плоскостей (табл. VII). Во всех изученных образцах пепловых туфов роговая обманка представлена одной разновидностью. Цвет ее светло-зеленый, более светлый, чем у роговой обманки из нормально-осадочных пород. Плеохроизм также выражен менее интенсивно — от светло-зеленого по Ng до светло-буровато-зеленого по Np. Удлинение положительное, погасание косое, с $Ng = 15—18°$. Показатели преломления выше, чем у роговой обманки из нормально-осадочных пород — $Ng' = 1{,}682 \pm 0{,}002$, $Np' = 1{,}660 \pm 0{,}002$. Представлена роговая обманка почти исключительно крупными зернами и концентрируется во фракции 0,1—0,05 *мм*. Содержание ее колеблется обычно в пределах 19—88%, но в некоторых образцах снижается до 8—0,6%.

Базальтическая роговая обманка имеет тот же габитус, что и обыкновенная роговая обманка. Характерен интенсивный плеохроизм — от темно-красно-коричневого по Ng до коричневого по Np. Погасание прямое. Показатели преломления: $Ng' = 1{,}754 \pm 0{,}003$, $Np' = 1{,}706 \pm 0{,}003$. Присутствует во всех образцах от редких зерен до 4,2%.

Пироксены представлены изометричными и удлиненными зернами самой разнообразной формы, нередко несущими следы оплавления; в сильно измененных туфах широкое распространение получают зерна с зубчатыми ограничениями, связанными с явлениями внутрислойного растворения (табл. VIII). Цвет бледно-зеленый. Двуосный положительный: $2V = 62—70°$, $cNg = 41°$. Показатели преломления: $Ng' = 1{,}726 \pm 0{,}003$, $Np' = 1{,}704 \pm \pm 0{,}002$. Приведенные оптические константы позволяют определить пироксен туфов как авгит. Зерна крупные, концентрируются преимущественно во фракции > 0,05 *мм*. Пироксены составляют до 20—45% тяжелых фракций, но иногда их содержание снижается до 0,6—6%.

Биотит встречается в виде крупных пластинок псевдогексагональной формы или обломков таких пластинок (табл. IX). Многие пластинки содержат пустоты игольчатой формы, но минералов, приуроченных к этим пустотам, встречено не было. Цвет бурый. $Mg \approx Nm$ равняется $1{,}660 \pm 0{,}002$ (выше, чем у биотита нормально-осадочных пород). Биотит присутствует во всех образцах пепловых туфов, но содержание его очень сильно колеблется — от редких зерен до 42%.

Оксилепидомелан так же, как и бурый биотит, представлен крупными псевдогексагональными пластинками или их обломками. В пластинках, лежащих на базопинакоиде, отмечается интенсивный плеохроизм — от светло-желтого до темно-оранжевого цвета — и довольно сильное двупреломление. Угол оптических осей превышает 50°. Показатели преломления, из-за наличия оболочек вулканического стекла, замерить не удалось. Лишь в некоторых раздробленных зернах удалось установить $Ng > 1{,}780$. Показатель преломления, угол оптических осей и окраска позволяют определить эту разновидность биотита как оксилепидомелан (Островский и Петров, 1940). Оксилепидомелан обнаружен как в акчагыльских пепловых туфах

Таблица 22

Минеральный состав тяжелых фракций пепловых туфов

№ образца	% тяжелой фракции	Пирит	Магнетит и ильменит	Выветрелые зерна	Гранат	Циркон	Турмалин	Рутил	Анатаз	Брукит	Биотит	Оксилепидомелан	Роговая обманка	Базальтическая роговая обманка	Пироксены	Эпидот — цоизит	Сфен
2/3	0,04	—	1,2	0,4	0,8	2,9	—	—	—	0,6	0,4	р. з.	87,6	2,3	2,1	1,2	р. з.
2/5	0,16	—	0,6	—	—	2,3	—	—	—	р. з.	41,6	7,8	25,6	1,0	19,2	1,0	—
2/6	0,02	—	21,6	7,9	6,7	3,1	—	—	—	0,5	4,3	3,4	19,2	1,0	16,9	13,2	0,7
2/7	0,10	—	—	р. з.	р. з.	5,0	—	—	—	—	21,5	8,8	37,5	0,4	25,6	0,8	—
3/3	0,02	р. з.	12,0	4,0	3,6	2,1	р. з.	р. з.	0,4	р. з.	р. з.	—	47,6	4,2	19,0	4,8	0,4
3/5	0,17	—	1,7	—	0,8	2,1	—	—	—	—	5,7	1,5	84,2	2,6	0,6	—	—
3/7	0,15	—	1,8	р. з.	0,7	5,2	—	р. з.	—	—	1,4	0,9	41,3	1,8	44,7	1,1	0,4
3/9	0,02	—	2,7	—	1,7	5,4	р. з.	р. з.	—	р. з.	14,9	1,5	63,4	3,7	4,3	0,7	0,5
4/2	0,03	11,3	14,9	42,1	4,8	2,4	5,9	0,6			1,2		0,6		1,2	11,9	3,0
4/7	0,01	1,0	23,2	17,7	7,7	19,8	1,2	р. з.	0,4	0,4	р. з.	—	8,1	р. з.	5,9	12,7	1,2
5/10	0,04	р. з.	2,6	0,8	0,7	17,2	—	р. з.	—	—	1,7	0,8	32,3	1,8	39,2	1,5	—
2/23	1,21	—	4,4	0,4	—	р. з.	—	—	—	р. з.	р. з.	р. з.	49,0	2,0	42,5	—	р. з.
2/24	0,78	—	4,0	1,2	—	2,0	—	—	—	р. з.	0,6	0,4	52,2	1,0	37,6	р. з.	р. з.

Челекена, Монжуклы, Боя-Дага и Сыртланли, так и в нижнеапшеронских пепловых туфах Челекена. Интересно отметить, что о присутствии этого минерала в одновозрастных пепловых туфах Азербайджана ничего не известно (Авдусин, 1935; Алиев, 1949). Содержание оксилепидомелана — от редких зерен до 8,8%; в некоторых прослоях туфов он не встречен.

Минералы группы эпидота представлены зернами разнообразной формы. В одних случаях они образуют довольно крупные агрегаты с пятнистой интерференционной окраской на обломках вулканического стекла. В других случаях они представлены мелкими зернами с низкой интерференционной окраской, подобно зернам цоизита из вмещающих нормально-осадочных пород (табл. X). Определить оптические константы минералов этой группы из-за крайне незначительного содержания тяжелых фракций, в составе которых они присутствуют, не удалось. Зерна минералов группы эпидота мелкие, концентрируются преимущественно во фракции $<0{,}005$ *мм*. Содержание их сильно колеблется — от полного отсутствия до 12—13%

Гранат встречается в виде мелких зерен неправильной формы (табл. XI). Зерна бесцветные или слегка розоватые. Иногда в очень сильно измененных пепловых туфах был встречен гранат с неясно выраженной ступенчатой (черепитчатой) поверхностью. Гранат составляет до 7—8% тяжелых фракций; в некоторых прослоях туфов он не был встречен.

Циркон представлен преимущественно мелкими ($<0{,}05$ *мм*) зернами. Форма зерен циркона в туфах чрезвычайно разнообразна, среди них встречаются: хорошо ограненные (от бипирамидальных с совершенно неразвитыми гранями призмы до игольчатых с соотношением длины к ширине > 4); полностью или частично округленные, также с самым различным соотношением длины к ширине; наконец, встречается большое количество зерен неправильной формы (табл. XII). Отмечаются сростки кристаллов циркона по призме и коленчатые двойники, а также включения мелких кристалликов того же минерала. В отличие от циркона нормально-осадочных пород, циркон пепловых туфов имеет бледно-розовую окраску. Обычно содержание циркона изменяется от редких зерен до 3—5%, но в некоторых случаях возрастает до 17—20%.

Турмалин в большинстве прослоев пепловых туфов отсутствует, но в некоторых образцах встречаются редкие зерна этого минерала; в одном случае турмалин составляет 6%. Представлен мелкими идиоморфными кристаллами с хорошо развитыми гранями. Характерен интенсивный плеохроизм от желтовато-бурого по *Ne* до коричнево-красного по *No*.

Рутил встречен лишь в некоторых прослоях пепловых туфов в виде редких зерен. Представлен идиоморфными мелкими кристаллами с хорошо развитыми гранями и иногда обломками таких кристаллов.

Анатаз и брукит встречаются редко в виде мелких единичных зерен неправильной формы. **Сфен** представлен довольно крупными бесцветными или розоватыми изометричными зернами неправильной формы. Составляет до 3% тяжелой фракции; в некоторых образцах он отсутствует.

Наконец в тяжелых фракциях пепловых туфов присутствуют сильно выветрелые неопределимые зерна. Содержание таких зерен испытывает сильные колебания — от полного отсутствия до 42%.

Рудные минералы в пепловых туфах представлены магнетитом, ильменитом и пиритом. **Магнетит и ильменит** встречаются в виде мелких зерен, часто с хорошо развитыми кристаллографическими гранями. Обычно магнетит содержится в пепловых туфах в гораздо большем количестве, чем ильменит (в отличие от их соотношения в нормально-осадочных породах). В некоторых случаях на зернах магнетита наблюдается развитие корочек гидроокислов железа. Суммарно магнетит и ильменит составляют до 4%, а иногда даже до 15—23%. **Пирит** встречен всего в четырех образцах, где его содержание изменяется от редких зерен до 11%; он представлен сферическими микроконкрециями.

Таблица 23

Пересчитанный минеральный состав тяжелых фракций пепловых туфов

№ образца	В % от тяжелой фракции			В % от тяжелой фракции без пирита и слюд				
	Пирит	Биотит	Оксиле-пидомелан	Магнетит и ильменит	Гранат	Циркон	Турмалин	Рутил
2/3	—	0,4	р. з.	1,2	0,8	2,9	—	—
2/5	—	41,6	7,8	1,3	—	4,5	—	—
2/6	—	4,3	3,4	23,8	7,3	3,4	—	—
2/7	—	21,5	8,8	—	р. з.	7,2	—	—
3/3	р. з.	р. з.	—	12,1	3,6	2,1	р. з.	р. з.
3/5	—	5,7	1,5	1,9	0,8	2,3	—	—
3/7	—	1,4	0,9	1,8	0,7	5,4	—	р. з.
3/9	—	14,9	1,5	3,3	2,1	6,5	р. з.	р. з.
4/2	11,3	1,2		17,0	5,4	2,7	6,8	0,7
4/7	1,0	р. з.	—	23,5	7,8	20,4	1,2	р. з.
5/10	р. з.	1,7	0,8	3,1	0,7	17,7	—	р. з.
2/23	—	р. з.	р. з.	4,4	—	р. з.	—	—
2/24	—	1,0	р. з.	4,0	—	2,0	—	—

№ образца	Анатаз	Брукит	Роговая обманка	Базальтич. роговая обманка	Пироксены	Эпидот и цоизит	Сфен	Выветрелые
2/3	—	0,6	88,0	2,4	2,2	1,2	р. з.	р. з.
2/5	—	0,6	51,3	1,9	37,8	2,6	—	—
2/6	—	0,5	21,1	1,1	18,5	14,5	0,8	8,7
2/7	—	—	53,7	0,6	36,7	1,2	—	р. з.
3/3	р. з.	р. з.	48,4	4,3	19,0	4,9	р. з.	4,0
3/5	—	—	91,5	2,9	0,6	—	—	—
3/7	—	—	42,5	1,8	45,8	1,1	р. з.	р. з.
3/9	—	р. з.	75,8	4,4	4,7	1,2	0,6	—
4/2	—	—	0,7		1,4	3,6	3,4	48,8
4/7	р. з.	р. з.	8,4	р. з.	6,0	12,9	1,2	18,0
5/10	—	—	33,6	1,9	40,6	1,6	—	0,9
2/23	—	р. з.	49,0	2,0	42,5	—	р. з.	0,4
2/24	—	р. з.	52,2	1,0	37,6	р. з.	р. з.	1,2

Как видно из приведенных данных, в акчагыльских пепловых туфах Прибалханского района содержание многих минералов испытывает очень сильные колебания. Для решения вопроса о причинах изменения их содержания желательно установить, какие из этих минералов обязаны своим происхождением вулканическому очагу, а какие попали в пепловые туфы в виде примеси во время осаждения в акчагыльском морском бассейне или образовались в них в постседиментационные стадии. Оптические свойства минералов, их типоморфные особенности и некоторые другие признаки позволяют в большинстве случаев решить этот вопрос.

При описании минералов тяжелых фракций пепловых туфов отмечались характерные признаки, отличающие их от аналогичных минералов из вмещающих нормально-осадочных пород. Так, для роговой обманки пепловых туфов характерны более высокие показатели преломления и ме-

нее интенсивная окраска; пироксены в туфах представлены авгитом, а во вмещающих породах — диопсидом; для биотита характерен более высокий показатель преломления; циркон в туфах окрашен в розовый цвет, а в нормально-осадочных породах — в зеленоватый; окраска турмалина совсем иная, чем в нормально-осадочных породах; зерна кристаллов магнетита большей частью характеризуются хорошо развитыми гранями, не неся следов механической обработки и т. д. Кроме того, зерна обыкновенной и базальтической роговой обманок, пироксенов, биотита, оксилепидомелана, циркона, турмалина, сфена часто полностью или частично заключены в оболочку из вулканического стекла. Наконец зерна перечисленных минералов, а также граната нередко несут следы оплавления, характеризуясь округлыми очертаниями. Отмеченные признаки определенно указывают на вулканическое происхождение этих минералов, хотя и не в каждом конкретном случае представляется возможность решить вопрос о происхождении того или иного зерна. Вулканическое происхождение оксилепидомелана, кроме перечисленных выше признаков, подтверждается еще и тем, что в нормально-осадочных породах этот минерал не был встречен.

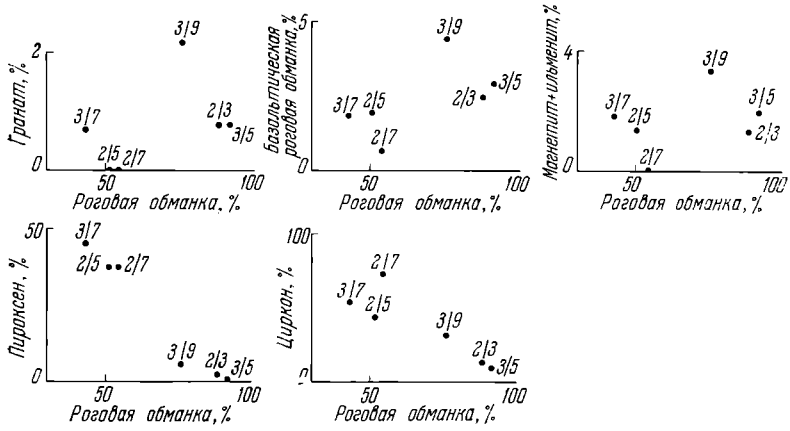
Какая-то часть минералов группы эпидота, возможно, образовалась в пепловых туфах в постседиментационные стадии, о чем свидетельствует присутствие новообразований этих минералов на зернах вулканического стекла, а также приуроченность повышенных их концентраций к сильно измененным туфам. А. А. Али-заде и М. А. Ротко (1956) отмечали в туфах развитие эпидота по зернам роговой обманки и авгита; нами подобные новообразования не были встречены. Однако какая-то часть минералов группы эпидота, возможно, была принесена с остальным пепловым материалом.

Несомненно, аутигенное происхождение имеет пирит. Происхождение встречающихся редко и в очень незначительных количествах рутила, анатаза и брукита не ясно.

С целью установления закономерностей изменения содержания минералов тяжелых фракций пепловых туфов был произведен количественный пересчет состава этих фракций: из расчетов был исключен пирит как явно аутигенный и слюды, которые в процессе гранулометрического анализа при отмучивании из-за присущей им пластинчатой формы осаждаются медленнее, чем другие минералы таких же размеров, и сливаются вместе с неосевшими мелкими частицами, тем самым искажая действительные количественные соотношения между тяжелыми минералами.

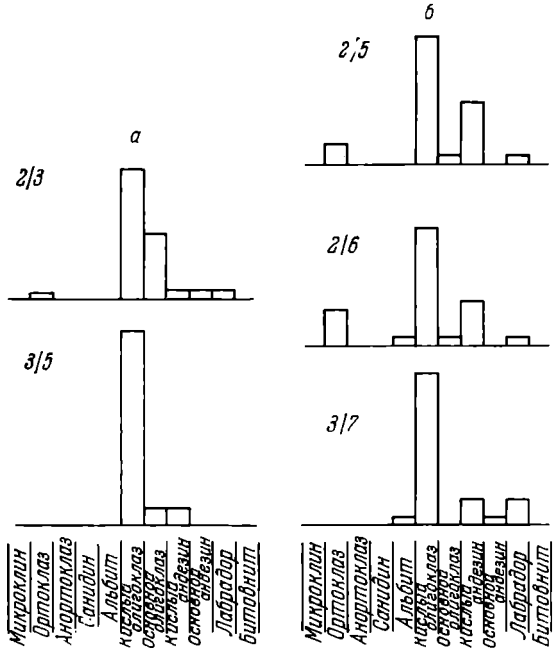
Рассмотрение после указанного пересчета (табл. 23) состава тяжелых фракций образцов $^2/_3$, $^2/_5$, $^2/_7$ Челекена и $^3/_5$, $^3/_7$, $^3/_9$ Монжуклы (состав тяжелых фракций других образцов, по-видимому, сильно отличается от исходного в результате постседиментационных изменений, о чем будет сказано ниже) показывает, что среди них выделяются две разновидности (фиг. 38). Пепловые туфы одной разновидности — роговообманковые — характеризуются повышенным содержанием обыкновенной и базальтической роговых обманок, граната, магнетита и ильменита (обр. $^2/_3$, $^3/_5$, $^3/_9$). В пепловых туфах другой разновидности — пироксеново-роговообманковых — повышено содержание пироксенов и циркона (обр. $^2/_5$, $^2/_7$, $^3/_7$) [1]. Соответственно с различиями в составе тяжелых фракций отмечаются различия и в составе полевых шпатов. Так, в роговообманковых пепловых туфах среди плагиоклазов основную часть составляют кислый и основной олигоклаз. В пироксеново-роговообманковых пепловых туфах плагиоклазы представлены главным образом кислым олигоклазом и кислым андезином; основной олигоклаз в этих образцах почти совершен-

[1] Интересно отметить, что Н. В. Пашалы (1964) среди вулканических пеплов четвертичных отложений Азербайджана также выделила роговообманковые, пироксеново-роговообманковые и, кроме того, пироксеновые разновидности.



Фиг. 38. Разновидности состава тяжелых фракций акчагыльских пепловых туфов

но отсутствует (фиг. 39). Присутствие среди акчагыльских пепловых туфов двух разновидностей объясняется, по-видимому, изменениями в составе выбрасываемого вулканическим очагом материала. Наблюдения над



Фиг. 39. Состав полевых шпатов роговообманковых (*а*) и пироксеново-роговообманковых (*б*) разновидностей акчагыльских пепловых туфов

современными вулканами показали, что даже во время одного извержения состав выбрасываемого вулканом пеплового материала не остается постоянным (Набоко, 1947).

Карбонатный материал, присутствующий в пепловых туфах в крайне незначительных количествах, представлен кальцитом. Морфологически

Таблица 24

Химический состав верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района (в %)

Компоненты	Обр. 2/3			Обр. 2/5			Обр. 2/6	Обр. 2/7	Обр. ** 2/23	Обр. 2/24	Обр. 3/3	Обр. 3/5	Обр. 3/7		Обр. 3/9		Обр. 4/2	Обр. 4/7		Обр. 5/10
	Фракция >0,01 мм	Порода	Фракция <0,001 мм	Фракция >0,01 мм	Порода	Фракция <0,001 мм	Порода	Порода	Порода	Порода	Порода	Порода	Порода	Фракция <0,001 мм	Порода	Фракция <0,001 мм	Порода	Порода	Фракция <0,001 мм	Порода
SiO_2	70,70	54,08	Неопр.	69,84	67,78	Неопр.	66,72	65,32	65,42	57,06	42,53	41,20	58,65	51,40	50,20	50,48	50,64	55,02	54,08	45,02
TiO_2	0,33	0,19	То же	0,32	0,27	То же	0,32	0,28	0,37	0,32	0,49	0,33	0,33	0,41	0,57	0,33	0,45	0,35	0,41	0,39
Al_2O_3	13,01	10,72	»	13,30	13,73	»	12,22	13,38	14,43	12,95	17,97	13,65	14,51	16,64	17,07	16,68	17,84	19,53	20,99	18,50
Fe_2O_3	1,55	0,81	»	1,36	1,26	»	1,25	0,65	3,33	3,26	8,51	4,42	2,11	8,75	4,72	2,54	2,80	2,38	2,11	1,88
FeO	0,54	0,46	»	0,71	0,52	»	0,48	0,57	0,77	0,97	0,61	0,68	0,58	0,80	0,57	0,28	0,14	0,46	0,35	0,30
CaO	1,78	7,84	»	1,78	1,95	»	2,06	1,76	1,83	3,85	1,76	5,43	2,12	1,82	4,32	1,50	1,11	1,40	1,03	4,59
MgO	0,20	0,32	»	0,29	0,48	»	0,13	0,40	0,54	0,78	2,06	2,55	1,55	2,84	2,57	3,56	3,71	2,53	3,71	3,19
MnO	0,05	0,01	»	0,04	0,04	»	0,05	0,05	0,04	0,06	Следы	Нет	0,02	0,01	0,02	0,01	Следы	0,01	Нет	0,01
P_2O_5	0,09	0,05	»	0,14	0,10	»	0,06	0,14	0,32	0,27	0,09	0,14	0,14	0,07	0,16	0,07	0,07	0,12	0,06	0,10
Na_2O	4,51	4,63	2,30	4,64	5,12	3,51	6,21	6,55	4,27	4,87	4,10	4,50	5,37	0,76	4,47	6,44	3,66	3,86	0,95	4,62
K_2O	2,80	2,29	1,58	2,90	2,82	1,90	2,26	2,75	2,28	1,87	0,64	0,77	1,62	0,18	0,88	0,36	0,29	1,20	0,42	0,85
H_2O^+	3,80	3,82	Неопр.	4,57	4,31	Неопр.	6,22	4,95	4,43	5,80	6,72	6,75	8,84	7,67	5,54	9,18	5,11	4,79	7,46	3,47
H_2O^-	0,30	5,21	То же	0,48	1,06	То же	1,18	0,81	1,45	3,32	11,71	11,12	3,66	8,13	5,81	6,32	13,28	7,62	7,84	6,50
S	0,03	Нет	»	0,04	Нет	»	0,04	Неопр.	Неопр.	Неопр.	Неопр.	Неопр.	Неопр.	Неопр.	Нет	Нет	Нет	0,04	Нет	Нет
SO_3	Нет	8,86	»	Нет	0,65	»	0,34	0,33	Нет	2,68	0,30	6,46	0,37*	0,41*	2,34	0,62	0,27	0,20*	0,20*	1,95
Cl	Нет	1,44	»	Нет	0,40	»	0,24	1,74	Нет	1,68	2,54	2,89	3,22*	0,12*	0,22	0,52	1,24	1,06	0,35*	4,20
CO_2	0,14	0,26	»	Нет	Нет	»	0,20	Нет	0,10	0,08	0,14	0,06	Нет	0,12	0,18	0,24	0,10	0,24	Нет	0,64
C	0,08	0,14	»	0,11	0,15	»	0,36	0,15	0,11	0,15	0,16	0,51	0,39	0,48	0,43	1,07	0,10	0,32	0,43	0,53
Σ	99,91	101,13	—	100,52	100,64	—	100,33	99,83	99,69	99,97	100,33	101,46	100,46	100,05	100,07	100,20	100,81	100,93	100,56	100,77
O = S	0,01	—	—	0,02	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—
O = Cl	—	0,36	—	—	0,10	—	0,05	0,39	—	0,38	0,58	0,66	—	—	0,05	0,12	0,28	0,26	—	0,95
Σ	99,90	100,77	—	100,50	100,54	—	100,26	99,44	99,69	99,59	99,75	100,80	100,46	—	100,02	100,08	100,53	100,65	100,56	99,79

* Не входит в сумму.
** Образец предварительно отмывался от водорастворимых солей.

Таблица 25

Пересчитанный химический состав верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района (в %)

Компоненты	Интенсивность постседиментационных изменений пеплового материала																	
	Очень слабая						Слабая		Сильная					Очень сильная				
	Обр. 2/3		Обр. 2/5		Обр. 2/6	Обр. 2/7	Обр. 2/23	Обр. 2/24	Обр. 3/5	Обр. 3/7		Обр. 3/9		Обр. 3/3	Обр. 4/2	Обр. 4/7		Обр. 5/10
	Фракция > 0,001 мм	Порода	Фракция > 0,001 мм	Порода	Порода	Порода	Порода	Порода	Порода	Порода	Фракция < 0,001 мм	Порода	Фракция < 0,001 мм	Порода	Порода	Порода	Фракция < 0,001 мм	Порода
SiO_2	71,27	69,85	69,93	69,45	68,39	68,73	66,82	64,40	56,20	63,23	56,60	56,37	55,95	51,33	59,93	60,94	59,36	60,46
TiO_2	0,30	0,25	0,32	0,28	0,33	0,29	0,38	0,36	0,44	0,36	0,45	0,64	0,37	0,50	0,53	0,39	0,46	0,48
Al_2O_3	13,11	13,88	13,32	14,07	12,58	14,08	14,73	14,62	18,63	15,64	18,32	19,18	18,49	21,69	21,11	21,65	23,04	22,82
Fe_2O_3	1,56	1,05	1,36	1,29	1,29	0,68	3,40	3,68	6,04	2,28	9,64	5,30	2,82	10,28	3,31	2,64	2,32	2,32
FeO	0,54	0,59	0,71	0,53	0,49	0,60	0,79	1,09	0,93	0,63	0,88	0,64	0,31	0,74	0,14	0,51	0,38	0,37
CaO	1,61	1,72	1,78	1,54	1,61	1,61	1,73	2,12	1,15	2,05	1,52	2,76	0,84	1,65	1,04	1,05	0,98	2,99
MgO	0,20	0,41	0,29	0,49	0,13	0,42	0,55	0,88	3,48	1,67	3,13	2,89	3,95	2,49	4,39	2,80	4,08	3,94
MnO	0,05	0,01	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,07	нет	0,02	0,01	0,02	0,01	Следы	Следы	0,01	Нет	0,01
P_2O_5	0,09	0,06	0,14	0,10	0,06	0,15	0,33	0,31	0,19	0,15	0,08	0,18	0,08	0,11	0,08	0,13	0,07	0,12
Na_2O	4,54	4,36	4,64	4,88	6,17	5,24	4,36	3,84	2,69	2,75	0,72	4,81	6,63	2,27	3,04	3,24	0,69	1,16
K_2O	2,82	2,96	2,90	2,89	2,33	2,89	2,33	2,11	1,05	1,75	0,20	0,98	0,40	0,77	0,34	1,33	0,46	1,05
H_2O^+	3,83	4,94	4,57	4,41	6,40	5,21	4,52	6,55	9,21	9,53	8,45	6,22	10,17	8,11	6,05	5,31	3,19	4,28
S	0,03	Нет	0,04	Нет	0,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Нет	0,04	Нет	Нет
Σ	99,98	100,08	100,04	99,97	99,87	99,95	99,98	100,03	100,01	100,06	100,00	99,99	100,02	100,03	99,04	100,04	100,03	100,00
O = S	0,01	—	0,02	—	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—
Σ	99,97		100,02		99,85											100,02		

кальцит представлен, во-первых, мелкими (менее 0,01 *мм*) микроконкреционными комковидными выделениями. Эта разновидность кальцита, возможно, попала в туфы при совместном осаждении в акчагыльском бассейне пеплового материала и пелитоморфного кальцита, очень характерного для вмещающих нормально-осадочных пород. Кроме того, подобная морфологическая разновидность кальцита могла образоваться в диагенетическую стадию. Как показала З. В. Тимофеева (1964), выделение микроконкреций и комочков кальцита происходит уже в самой верхней части современных осадков Южного Каспия. Другой формой нахождения кальцита в пепловых туфах, как уже указывалось, являются мельчайшие кристаллики этого минерала, образующиеся на зернах вулканического стекла.

Встречающиеся в пепловых туфах кристаллики и корочки гипса, цементирующего терригенные пепловые частицы, имеют, вероятно, как и во вмещающих нормально-осадочных породах, гипергенное происхождение.

Из данных химического анализа туфов (табл. 24) видно, что они интенсивно засолены и огипсованы, о чем свидетельствует высокое содержание Cl и SO_3. Для того чтобы можно было судить о силикатной части туфов, из их состава были исключены кальцит, галит и гипс (табл. 25).

Минералы глинистых фракций

Изучение пепловых туфов показало, что исходный материал этих пород в той или иной степени изменил свой первоначальный состав. В зависимости от интенсивности этих постседиментационных изменений акчагыльские пепловые туфы могут быть подразделены на туфы с очень слабо измененным, с сильно измененным и с очень сильно измененным пепловым материалом; при этом каждая разновидность характеризуется определенным комплексом минералов тонких фракций.

Пепловые туфы с очень слабо измененным пепловым материалом

К этой группе относятся пепловые туфы Челекена (обр. $^2/_3$, $^2/_5$, $^2/_6$ и $^2/_7$). Туфы рыхлые белого или светло-желтого цвета. По гранулометрическому составу они представлены в большинстве случаев алевритами и лишь иногда глинами (обр. $^2/_6$). Туфы характеризуются высоким содержанием кремнезема и щелочей (табл. 25, 26). Молекулярное отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ равно 8,30—9,25.

В легких фракциях вулканическое стекло на 97—98% состоит из неразложившихся зерен (фиг. 40). По составу тяжелых фракций среди пепловых туфов выделяются как роговообманковые (обр. $^2/_3$), так и пироксеново-роговообманковые (обр. $^2/_5$, $^2/_6$ и $^2/_7$) разновидности. Роговые обманки и пироксены в сумме составляют 91—93%. Только в обр. $^2/_6$ их содержание снижается до 41% за счет увеличения концентрации минералов группы эпидота, магнетита и ильменита.

Частицы <0,001 *мм* в пепловых туфах этой группы содержатся в крайне незначительном количестве, что в известной степени ограничило возможность их всестороннего изучения; в частности, не удалось провести полного химического анализа. Срезы с агрегатов ориентированных частиц <0,001 *мм* изотропны, показатель преломления близок к 1,500.

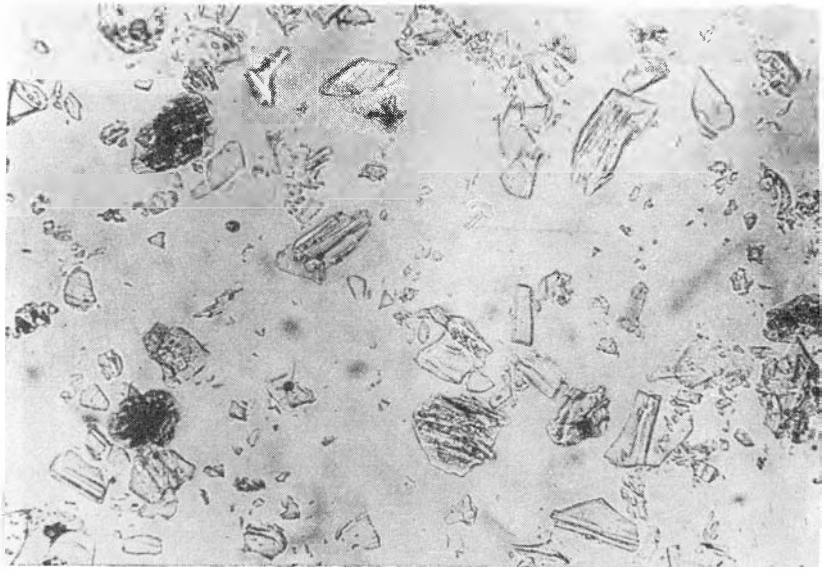
На электронно-микроскопических снимках тонких фракций (фиг. 41) отмечаются непроницаемые для электронов остроугольные частицы с чет-

Таблица 26

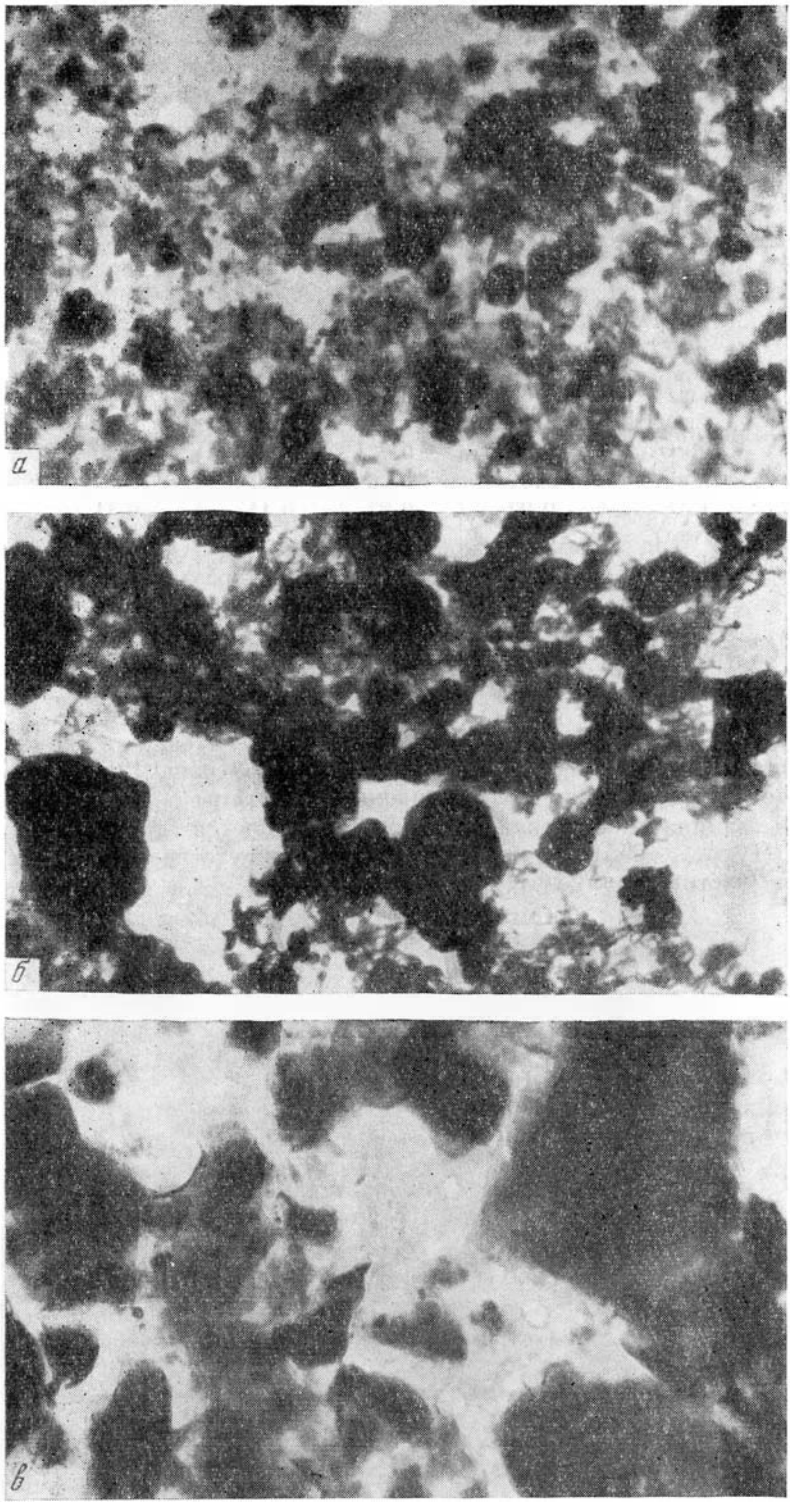
Средний химический состав верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района

Компоненты	Интенсивность постседиментационных изменений пеплового материала			
	очень слабая	слабая	сильная	очень сильная
SiO_2	68,86	65,61	58,60	58,16
TiO_2	0,29	0,37	0,48	0,50
Al_2O_3	13,65	14,68	17,82	21,82
Fe_2O_3	1,08	3,54	4,54	4,64
FeO	0,55	0,94	0,73	0,44
CaO	1,62	1,92	1,99	1,68
MgO	0,36	0,72	2,68	3,40
MnO	0,04	0,06	0,01	Следы
P_2O_5	0,09	0,32	0,14	0,11
Na_2O	5,16	4,10	3,42	2,43
K_2O	2,77	2,22	1,26	0,87
H_2O^+	5,24	5,53	8,32	5,94
	99,71	100,01	99,99	99,99
SiO_2/Al_2O_3	8,57	7,60	5,60	4,53

кими контурами, по-видимому, вулканического стекла и комковатой, округлой формы, свойственной, согласно Гриму (Grim, 1953), аллофану. Кроме того, присутствуют полупрозрачные пластины с довольно ровными четкими границами; не исключено, что они являются гидроокислами алюминия (Чухров, 1955). Наконец отмечается присутствие мелких палочкообразных частиц (галлуазит?).



Фиг. 40. Акчагыльские пепловые туфы с очень слабо измененным пепловым материалом. Увел. 120, без анализатора. Челекен, обр. 2/7



Фиг. 41. Электронно-микроскопические снимки фракций < 0,001 *мм* акчагыльских пепловых туфов с очень слабо измененным пепловым материалом. Увел. 15 000.

а — обр. 2/3; *б* — обр. 2/5; *в* — обр. 2/6

Таблица 27

Расчёт рентгенограмм фракций <0,001 *мм* акчагыльских пепловых туфов с очень слабо измененным пепловым материалом

Обр. 23						Обр. 25				Обр. 26		Обр. 27					
Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, насыщенный глицерином		Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный	
J	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å
4	13,3	—	—	2	14,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	10,2	6	10,0	3	9,9	2	9,7	5	10,5	—	—	8	10,0	6	10,2	6	9,8
6	7,2	7	7,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1	6,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	6,44
3 р.	4,99	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	4,53	8	4,42	5	4,46	1	4,48	9 ш. р.	4,42	—	—	3	4,79	4	4,52	2	4,48
5	4,11	2	4,16	3	4,03	—	—		4,12	4	4,03	10	4,12	6	4,01	7	4,03
—	—	—	—	2	3,76	2	3,84	5	3,72	2	3,73	5	3,71	5	3,72	4	3,72
—	—	9	3,55	—	—	0,5	3,58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1	3,43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	3,38	10	3,34	10	3,34	3	3,36	—	—	—	—	—	—	4	3,34	2	3,36
3	3,23	10	3,18	10	3,18	3	3,23	10	3,17	10	3,19	9	3,20	10	3,18	10	3,19
2	3,06	—	—	—	—	1	3,04	—	—	0,5	3,00	1	2,99	1 р.	3,01	—	—
1	2,87	—	—	—	—	10	2,83	2	2,92	—	—	—	—	2 р.	2,90	0,5	2,94
5	2,60	7	2,57	3	2,53	1	2,64	3 ш. р.	2,59	1	2,53		2,63		2,549	4	2,51
—	—	—	—	—	—	1	2,446			—	—	2		3			
—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,42	—	—		2,425		2,409		
—	—	—	—	—	—	1	2,294	—	—	—	—	0,5	2,294	0,5	2,285		
—	—	—	—	2	2,182	—	—	—	—	—	—	—	—		2,182		
—	—	—	—	—	—	0,5	2,140	—	—	1	2,128	—	—	—	—		
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,085		
0,5 р.	1,990	4	1,987	—	—	7	2,001	—	—	—	—	0,5	1,997	0,5	1,983		
—	—	—	—	—	—	0,5	1,923	—	—	—	—	0,5	1,923	—	—		
—	—	—	—	—	—	3	1,892	—	—	—	—	—	—	—	—		
—	—	1	1,799	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	1,783	0,5	1,772		
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	1,731	—	—		
—	—	—	1,708	—	—	—	—	—	—	—	—			0,5	1,713		
1 р.	1,680	2 ш.		2	1,685	—	—	—	—	—	—			—	—		
—	—		1,657	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,664	0,5	1,657		
—	—	—	—	—	—	0,5	1,545	—	—	—	—	1	1,537	—	—		
3	1,492	5	1,485	2	1,484	—	—	3	1,492	—	—	1	1,488	0,5	1,481		

На рентгенограммах тонких фракций в области малых углов отмечается интенсивный фон, обусловленный присутствием очень большого количества рентгеноаморфного вещества. На этом фоне проступают полосы, вызванные диффракцией рентгеновских лучей от кристаллических минералов (табл. 27).

По данным рентгеновского анализа основным кристаллическим компонентом фракций $<0{,}001$ *мм* является диоктаэдрический минерал с трехэтажной решеткой, индецируемый главным образом по целочисленной серии базальных отражений от $d_{(001)}=10$, 2—9, 7 Å и рефлексу $d_{(060)}=$ $=1$, 492—1,481 Å. Малое количество отражений *hkl* указывает на весьма плохую окристаллизованность этого 10 Å минерала.

В некоторых случаях (обр. $^2/_3$) отмечается присутствие минерала с двухэтажной решеткой, о чем свидетельствуют отражения с $d=7{,}2$—7,1 Å и с $d=3{,}55$ Å, исчезающие после прокаливания при 550° в течение двух часов, но сохраняющиеся на рентгенограмме образца, кипяченного в HCl. Кроме того, на присутствие этого минерала указывает ослабление линии с $d=1{,}492$—1,485 Å после прокаливания. Судя по интенсивности рефлексов, 7 Å минерал содержится в количестве, соизмеримом с количеством 10 Å минерала.

В одном случае (обр. $^2/_3$) на рентгенограмме отмечается рефлекс с $d=14$—13,3 Å. Прокаливание не вызывает усиления этого рефлекса. После кипячения в HCl отражений в этом интервале межплоскостных расстояний не наблюдается, однако после последующего прокаливания рефлекс вновь появляется.

Происхождение данного рефлекса пока не ясно.

Для тонких фракций всех туфов характерно постоянное присутствие полевых шпатов (линии с $d=6{,}6$; 4,03; 3,76—3,72; 3,23—3,17 Å и др.), а в некоторых случаях (обр. $^2/_6$) они являются единственным кристаллическим компонентом.

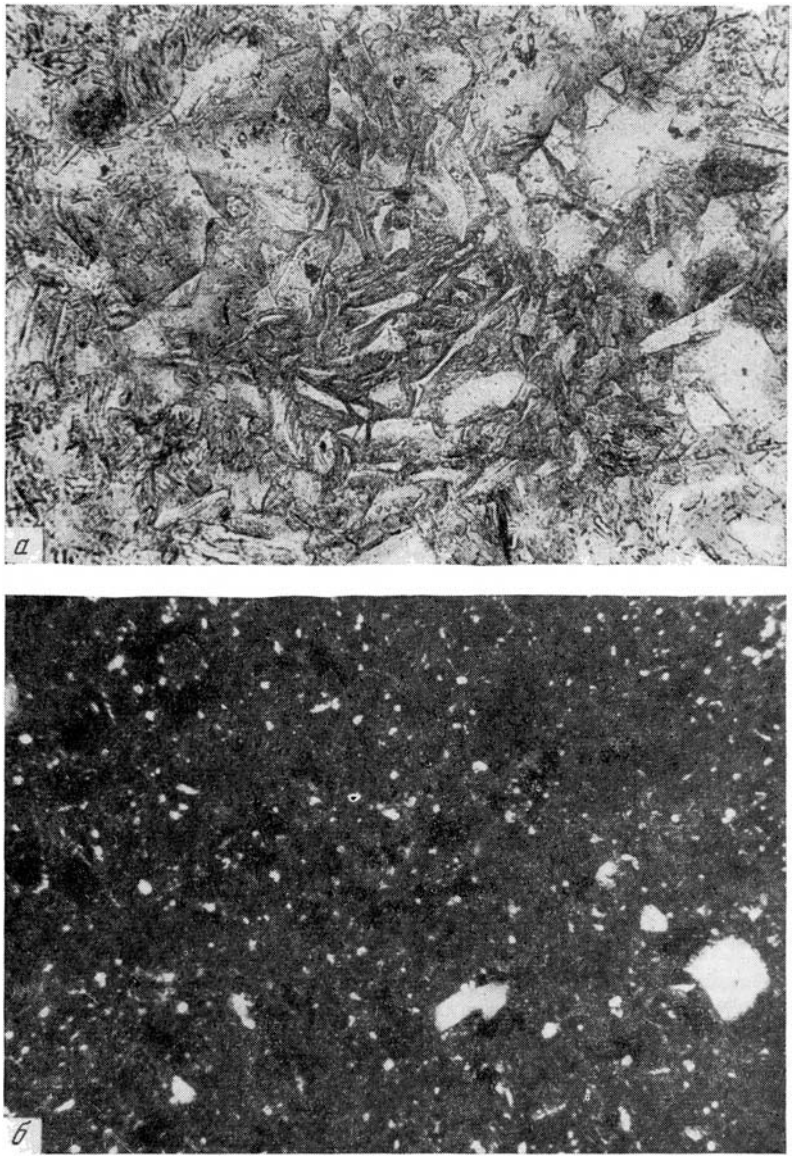
С целью более точного представления об исходном материале пепловых туфов этой группы был определен химический состав туфов как роговообманковых (обр. $^2/_3$), так и пироксеново-роговообманковых (обр. $^2/_5$) разновидностей, отмытых от глинистых частиц и воднорастворимых солей.

Химический анализ этих отмытых образцов (фр. $>0{,}01$ *мм*) показал, что пепловый материал характеризуется высоким содержанием SiO_2 (70—71%) и относится к кислым разностям. Отношение SiO_2:Al_2O_3 равно 8,9 — 9,2. Содержание SiO_2 хорошо коррелируется с показателем преломления вулканического стекла — согласно показателю преломления в нем должно быть около 70% кремнезема (Лодочников, 1955). В обр. $^2/_3$ незначительно повышено содержание SiO_2 и Fe_2O_3, а в образце $^2/_5$ — FeO, CaO и другие H_2O^+. Однако эти различия весьма незначительны и практически в обоих образцах пепловый материал имеет одинаковый химический состав.

Сравнение химического состава фракций $>0{,}01$ *мм* пепловых туфов с очень слабо измененным пепловым материалом и пород в целом показывает, что в последних несколько понижено содержание Fe_2O_3 и повышено содержание MgO и H_2O^+. Но в целом эти различия весьма незначительны.

Пепловые туфы с сильно измененным пепловым материалом

К этой группе относится большинство пепловых туфов Монжуклы (обр. $^3/_5$, $^3/_7$ и $^3/_9$) уплотненных, иногда крепких и жирных на ощупь, но пористых, окрашенных в ржавые тона. По гранулометрическому составу они соответствуют глинистым алевритам. В шлифах отчетливо видна витрокластическая текстура (фиг. 42).



Фиг. 42. Акчагыльские пепловые туфы с сильно измененным пепловым материалом. Монжуклы, обр. 3/7. Увел. 120.

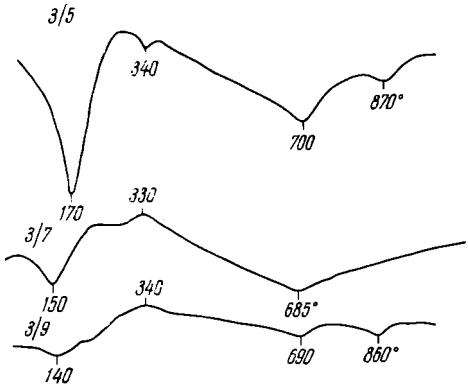
а — без анализатора; *б* — с анализатором

По химическому составу туфы с сильно измененным пепловым материалом, по сравнению с туфами предыдущей группы, отличаются пониженным содержанием SiO_2, Na_2O, K_2O и повышенным — Al_2O_3, TiO_2, Fe_2O_3, FeO, CaO, MgO, H_2O^+. Молекулярное отношение SiO_2:Al_2O_3 равно 5,00 — 6,87.

В легких фракциях вулканическое стекло большей частью разложилось, но присутствуют и совершенно свежие зерна, иногда даже в значительном количестве (58% в обр. $^3/_7$). Среди пепловых туфов описываемой группы присутствуют роговообманковые (обр. $^3/_5$, $^3/_9$) и пироксеново-роговообманковые (обр. $^3/_7$) разности, которые выделяются как по составу минералов тяжелых фракций, так и полевых шпатов. Роговые обманки и пироксены в сумме составляют 85 — 95% тяжелых фракций. Зерна этих

минералов нередко имеют зубчатые ограничения, возникшие в результате их внутрислойного растворения.

Частицы <0,001 *мм* содержатся в большом количестве, что позволило провести все виды исследования этих фракций. Термограммы фракций <0,001 *мм* характеризуются наличием трех эндотермических эффектов с максимумами: первого, нередко весьма интенсивного, при 130—170°, второго, менее интенсивного, при 690—700° и третьего, наиболее слабого и не всегда присутствующего, при 860—870°. Иногда отмечается слабая эндотермическая остановка с максимумом при 340° (фиг. 43).



Фиг. 43. Термограммы фракций <0,001 *мм* акчатыльских пепловых туфов с сильно измененным пепловым материалом

По данным электронно-микроскопических исследований тонкие фракции состоят из тонкодисперсной массы, включающей крупные плотные частицы с размазанными краями (фиг. 44).

На рентгенограммах тонких фракций (табл. 28) отмечается очень широкая интенсивная линия с $d = 13{,}65—12{,}7$ Å (обр. $^3/_7$ и $^3/_9$). При насыщении глицерином межплоскостное расстояние увеличивается до 17,7—17,6 Å и наблюдается целочисленная серия отражений (001) высоких порядков, а также рефлекс с $d_{(060)} = 1{,}504—1{,}487$ Å, присутствующий и на рентгенограмме природного образца. Прокаливание сокращает межплоскостное расстояние до 9,7—9,5 Å. После кипячения тонкой фракции в течение двух часов в 0,5 н. растворе K_2CO_3[1] и высушивания при 60—70° на рентгенограммах образцов, насыщенных глицерином, наблюдается интенсивный рефлекс с $d = 15{,}5$ Å и нецелочисленная серия рефлексов высоких порядков.

Подобный характер рентгенограмм позволяет заключить, что в тонких фракциях пепловых туфов с сильно измененным пепловым материалом присутствует смешанно-слоистая фаза, состоящая из беспорядочного чередования трехэтажных пакетов диоктаэдрического монтмориллонита, заряд которых недостаточно велик для того, чтобы фиксировать калий в межслоевом пространстве, и трехэтажных пакетов, несущих достаточно сильный отрицательный заряд, вследствие чего они фиксируют калий в межслоевом пространстве, сокращая межплоскостное расстояние до 10 — 9,8 Å и теряя при этом способность к разбуханию.

Свойство разбухающего диоктаэдрического минерала с трехэтажной решеткой фиксировать в межслоевых пространствах калий, сопровождающееся сокращением межплоскостного расстояния до 10—9,8 Å и потерей способности к увеличению этого расстояния при насыщении глицерином, свидетельствует о наличии у него большого отрицательного заряда слоев. Ряд соображений, которые будут изложены ниже, позволяют заключить, что такой сильный заряд слоев этого минерала обусловлен главным образом изоморфным замещением большого количества Si на Al в его тетраэдрических сетках. Согласно Россу и Хендриксу (Ross a. Hendricks, 1945), Уейру и Грин-Келли (Weir a. Green-Kelly, 1962), диоктаэдрический монтмориллонитовый минерал, у которого в тетраэдрах большое количество Si замещено на Al, определяется как бейделлит.

---

[1] Кипячение может быть заменено выдерживанием образца в таком же растворе в течение суток.

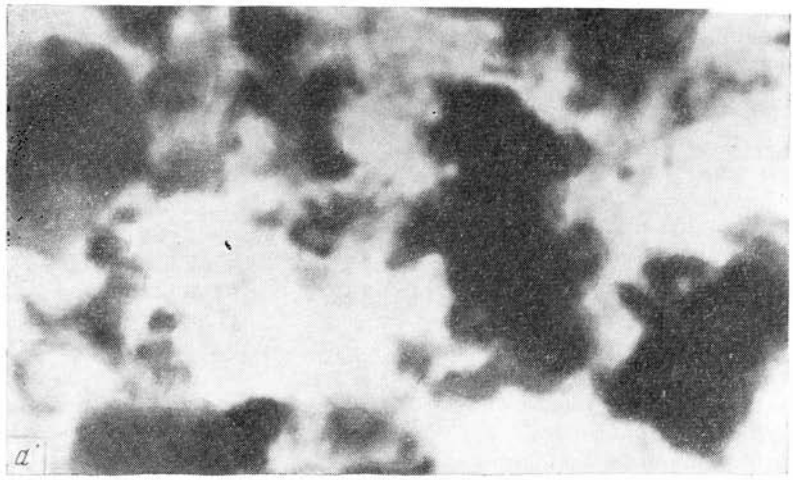
Таблица 28

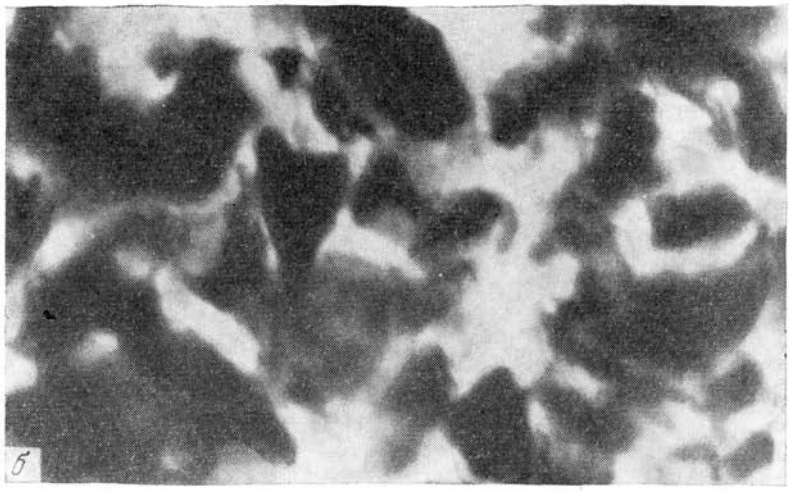
Расчет рентгенограмм фракций < 0,001 *мм* актагыльских пепловых туфов с сильно измененным пепловым материалом

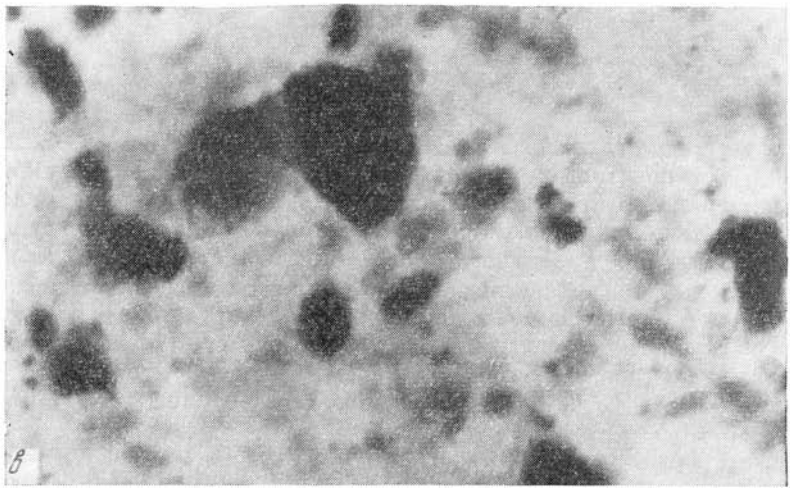
Обр. 3/5								Обр. 3/7								39							
Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K_2CO_3, ориентированный, насыщенный глицерином		Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K_2CO_3, ориентированный, насыщенный глицерином		Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K_2CO_3, ориентированный, насыщенный глицерином	
J	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å
—	—	10о.ш.	17,9	—	—	—	—	—	—	10	17,7	—	—	—	—	—	—	10	17,6	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	15,5	—	—	—	—	—	—	10	15,5
—	—	—	—	—	—	10	14,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10 ш.	13,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10о.ш.	13,65	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	12,96	—	—	10о.ш.	12,7	—	—	—	—	—	—			—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			1	10,2	—	—	—	—
—	—	—	—	10	9,7	1	9,7	—	—	—	—	10	9,5	—	—		9,2	—	—	10	9,6	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	9,2	1		—	—	—	—	5	9,3
—	—	6	8,99	—	—	—	—	—	—	9	8,8	—	—	—	—			5	8,8	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	2 в.	8,5	—	—	—	—	—	—			—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	7,4	—	—	—	—	—	—
2	6,3	—	—	1	6,5	—	—	1	6,2	—	—	—	—	—	—	0,5	6,4	—	—	—	—	—	—
—	—	7	5,9	—	—	—	—	1	5,5	6	5,9	—	—	1 д.	5,7	—	—	4	5,8	—	—	3	5,5
—	—	—	—	—	—	—	—		4,9	—	—	—	—	—	—	1	4,97	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	7	4,7	1	4,7	—	—	—	—	5	4,8	—	—	—	—	—	—	4	4,8	—	—
6	4,52	8	4,46	3	4,44	9	4,42	8	4,5	7	4,46	1	4,44	8	4,48	9	4,49	9	4,48	5	4,44	6	4,46
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	4,11	—	—	2	4,17	1	4,03	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	3,72	—	—
—	—	8	3,54	1	3,43	6	3,44	—	—	8	3,52	—	—	6 д.	3,44	—	—	6	3,54	2	3,47	5	3,45
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	3,27	2	3,35	1	3,34	—	—

Таблица 28 (окончание)

Обр. 3/5								Обр. 3/7								3/9							
Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K_2CO_3, ориентированный, насыщенный глицерином		Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K_2CO_3, ориентированный, насыщенный глицерином		Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K_2CO_3, ориентированный, насыщенный глицерином	
J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å
3	3,14	1	3,22	10	3,16	1	3,18	5	3,10	—	—	9	3,15	2	3,04	4	3,09	2	3,20	10	3,16	—	—
—	—	8	2,96	—	—	—	—	—	—	7	2,96	—	—	1	2,91	—	—	5	2,95	—	—	3	2,92
1	2,83	—	—	—	—	1	2,84	—	—	—	—	—	—	—	—	8	2,82	—	—	—	—	—	—
—	—	1	2,74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	2,71	2—1	2,71	2	2,69	—	—
4	2,61	5	2,55	5	2,51	6	2,55	5	2,60	5	2,57	1	2,491	5	2,56	4	2,60	5	2,56	3	2,51	5	2,62
3	2,446	1	2,436	—	—	1	2,441	3	2,441	—	—	—	—			2	2,446	4	2,441	—	—	2	2,436
—	—	—	—	—	—	2	2,352	—	—	—	—	—	—	3	2,34	—	—	—	—	—	—		2,347
1	2,248	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		2,243	2	2,243		2,248	—	—	—	—
—	—	5	2,216	1	2,208	2	2,221	3	2,239	5	2,22	—	—			—	—	2				2	2,234
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2		—	—		2,195	2	2,100		
0,5	2,132	—	—	—	—	1	2,104	—	—	—	—	—	—			—	—	—	—	—	—	2	2,156
0,5	2,066	—	—	1	2,074	—	—	1 д.	2,081	—	—	—	—		2,077	0,5	2,036	—	—	1	2,081	1	2,077
1	1,994	5	1,973	—	—	4	1,973	—	—	4	1,976	—	—	2д	1,966	7	1,997	2	1,983	—	—	3	1,963
—	—	—	—	5	1,898	—	—	—	—	—	—	1	1,908	—	—	—	—	—	—	1	1,914	—	—
—	—	2	1,788	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,796	1	1,824	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,718	—	—	—	—
3	1,689	3	1,682	4	1,680	3	1,685	4 д.	1,692	3	1,694	—	—	3	1,696	3	1,694	2	1,689	2	1,685	3	1,682
0,5	1,648	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,666	2	1,617	5	1,626	—	—	1	1,601	—	—
6	1,498	5	1,487	5	1,482	9	1,487	6	1,497	5	1,504	1	1,487	5	1,488	5	1,498	5	1,501	2	1,492	6	1,487
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,450	—	—







Фиг. 44. Электронно-микроскопические снимки фракций $< 0{,}001$ *мм* акчатыльских пепловых туфов с сильно измененным пепловым материалом. Увел. 15 000.

а — обр. 3/5; *б* — обр. 3/7; *в* — обр. 3/9

Следовательно, смешанно-слоистое образование, присутствующее в тонких фракциях пепловых туфов с сильно измененным пепловым материалом, представлено неупорядоченным чередованием слоев монтмориллонита и бейделлита. Межплоскостное расстояние 15,5 Å, возникающее после насыщения образца калием и затем глицерином, является среднестатистическим между d_{001} = 17,7 Å насыщенного глицерином монтмориллонита и $d_{(001)}$=10 Å бейделлита с фиксированным в межслоевых пространствах калием. Рефлекс с d=9,3—9,2 Å на рентгенограммах образцов, обработанных последовательно K_2CO_3 и глицерином, отвечает среднестатистическому значению между $d_{(001)}$ = 10 Å бейделлита с фиксированным калием и $d_{(002)}$=8,85 Å насыщенного глицерином монтмориллонита. Согласно Г. Брауну и Д. М. Мак-Юану («Рентгеновские методы», ред. Бриндли, 1955), такое значение этого рефлекса возникает при неупорядоченном чередовании 40 — 50% слоев с межплоскостным расстоянием 10 Å (бейделлит с фиксированным калием) и 50 — 60% — с межплоскостным расстоянием 17,7 Å (насыщенный глицерином монтмориллонит).

Помимо описанной смешанно-слоистой фазы в тонких фракциях иногда присутствуют в очень небольших количествах 10 Å и 7 Å минералы, устанавливаемые только по очень слабым первым базальным отражениям.

Иногда в тонких фракциях (обр. $^3/_5$) отмечено небольшое количество смешанно-слоистого образования, представленного беспорядочным переслаиванием примерно одинакового количества слоев монтмориллонита и разбухающего хлорита, о чем свидетельствуют слабые рефлексы с d = 13 Å и с d=9,5 Å на рентгенограммах прокаленных образцов. Межплоскостное расстояние 13 Å является среднестатистическим между $d_{(001)}$=14 Å хлорита и $d_{(001)}$=9,6 Å обезвоженного монтмориллонита.

Кроме глинистых минералов на рентгенограммах отмечаются рефлексы, указывающие на присутствие незначительных количеств полевых шпатов, гетита и, возможно, корунда (линии с d = 2,081—2,066 Å; 1,600 Å).

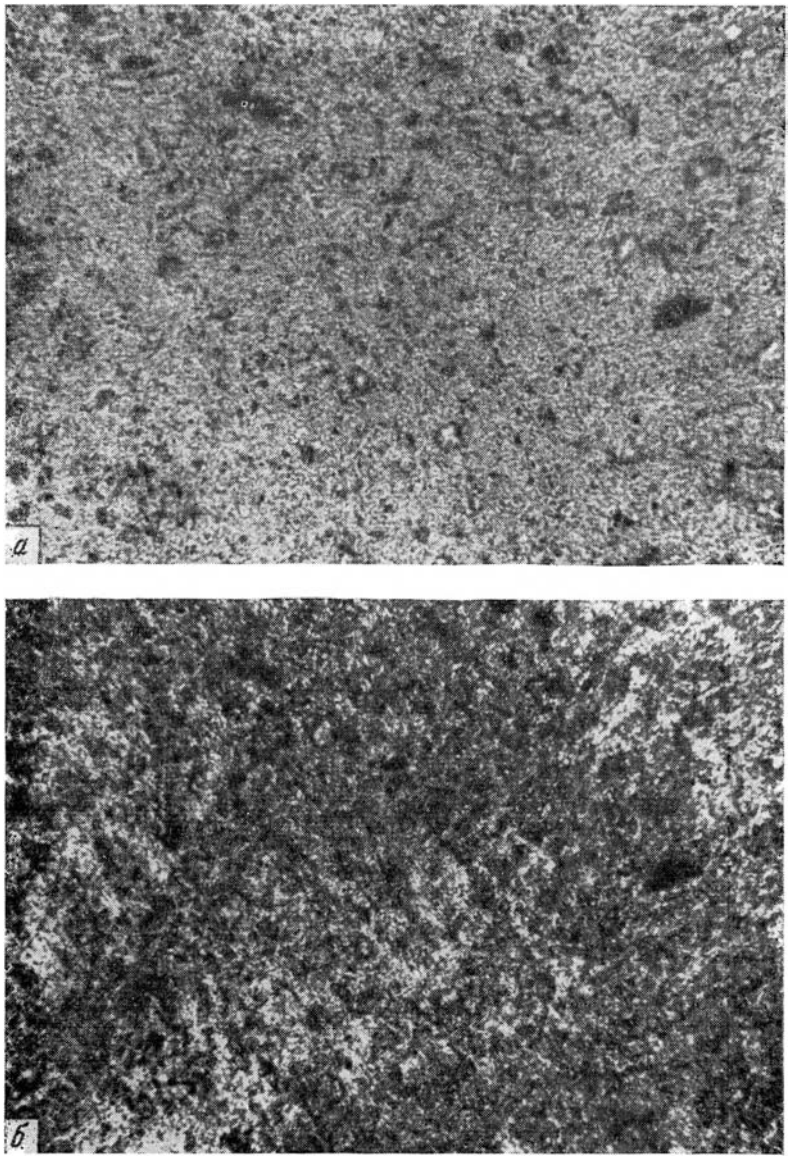
Тонкие фракции туфов данной группы содержат, по сравнению с породами в целом, меньшие количества SiO_2, CaO, K_2O и большие — Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, H_2O^+. Значение отношения $SiO_2 : Al_2O_3$, равное 5,15—5,25, намного превышающее эту величину для монтмориллонитов, обусловлено скорее всего присутствием в тонких фракциях большого количества неразложившегося вулканического стекла.

Пепловые туфы с очень слабо измененным пепловым материалом

В эту группу входят пепловые туфы Боя-Дага (обр. $^4/_2$ и $^4/_7$),Сыртланли (обр. $^5/_{10}$) и некоторые из Монжуклы (обр. $^3/_3$). По внешнему виду они напоминают бентонитовые глины: плотные, жирные на ощупь, белого, серого или желтого цвета, во влажном состоянии воскоподобные. В шлифах пепловые туфы представлены гомогенной глинистой массой, в которой иногда наблюдаются неясно выраженные реликты витрокластической текстуры (фиг. 45). По данным гранулометрического анализа в их составе преобладают частицы размером < 0,01 *мм*. В туфах, по сравнению с предыдущей группой, понижено содержание FeO, CaO, Na_2O, K_2O, H_2O^+ и повышено — Al_2O_3, MgO. Молекулярное отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ равно 4,50—4,78.

В легких фракциях вулканическое стекло полностью разложилось. Полевые шпаты во многих образцах отсутствуют, а там, где встречаются их редкие зерна, они представлены почти исключительно (на 70—80%) кислым олигоклазом; более основные плагиоклазы в этих образцах повидимому, разрушены (фиг. 46).

Тяжелые фракции в пепловых туфах этой группы содержатся в гораз-



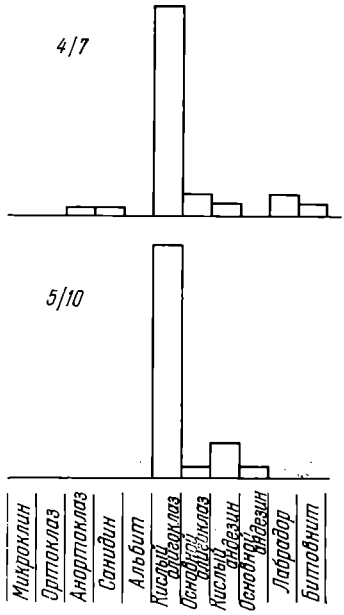
Фиг. 45. Акчагыльские пепловые туфы с очень сильно измененным пепловым материалом. Сыртланли, обр. 5/10. Увел. 120.

а — без анализатора; *б* — с анализатором

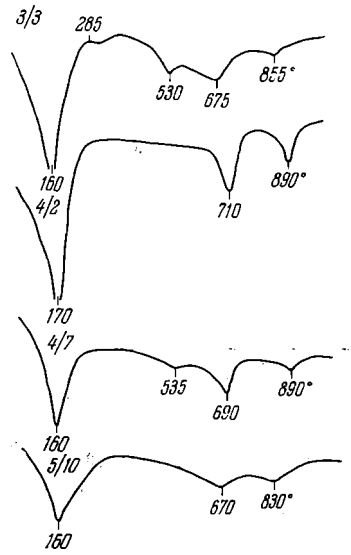
до меньшем количестве, чем в туфах других групп. Состав их тяжелых фракций также сильно отличается от состава тяжелых фракций туфов первых двух групп. В них сильно сокращена концентрация роговых обманок и пироксенов; эти минералы представлены, как правило, зернами с зубчатыми ограничениями. С другой стороны, повышено содержание магнетита с ильменитом, граната, циркона, турмалина, минералов группы эпидота, титанистых минералов (рутила, анатаза, брукита, сфена) и выветрелых зерен. Поскольку в описываемых туфах понижено содержание как алевритовых фракций, так и их тяжелых частей, отмеченный рост количеств некоторых минералов является относительным. Характерной осо-

бенностью тяжелых фракций является присутствие в них аутигенного пирита, составляющего иногда значительную их часть (до 11%).

Ввиду значительных изменений состава минералов песчано-алеврито вых фракций установить принадлежность пепловых туфов данной группы к роговообманковой или пироксеново-роговообманковой разновидности с достаточной достоверностью не представляется возможным.



Фиг. 46. Состав полевых шпатов акчагыльских пепловых туфов с очень сильно измененным пепловым материалом



Фиг. 47. Термограммы акчагыльских пепловых туфов с очень сильно измененным пепловым материалом

Пепловые туфы с очень сильно измененным пепловым материалом образуют густые устойчивые суспензии, что свидетельствует о большом содержании в них частиц<0,001 *мм*.

Термическому анализу подвергались пепловые туфы в целом, без предварительного выделения частиц<0,001 *мм*. На термограммах отмечаются три эндотермические остановки с максимумами: первой, очень сильной — при 160—170°, второй, менее интенсивной — при 675—710°, и третьей, наименее сильной — при 855—890°. В некоторых случаях отмечаются слабые эндотермические остановки с максимумами при 530—535° (фиг. 47).

Электронно-микроскопические исследования показали, что тонкие фракции представлены тонкодисперсной массой, в которой в небольшом количестве присутствуют крупные, непроницаемые для электронов частицы (фиг. 48).

По данным рентгеновского анализа (табл. 29), основным компонентом тонких фракций, так же как и в туфах предыдущей группы, является смешанно-слоистое образование, состоящее из неупорядоченного чередования диоктаэдрического монтмориллонита и бейделлита. Монтмориллонит составляет от 40 (обр. $^1/_2$) до 90% и более (обр. $^3/_3$) этой смешанно-слоистой фазы. По сравнению с предыдущей группой, эти минералы в туфах IV группы лучше окристаллизованы, что проявляется как в большем количестве линий, фиксируемых на рентгенограммах, так и в более четком их характере.

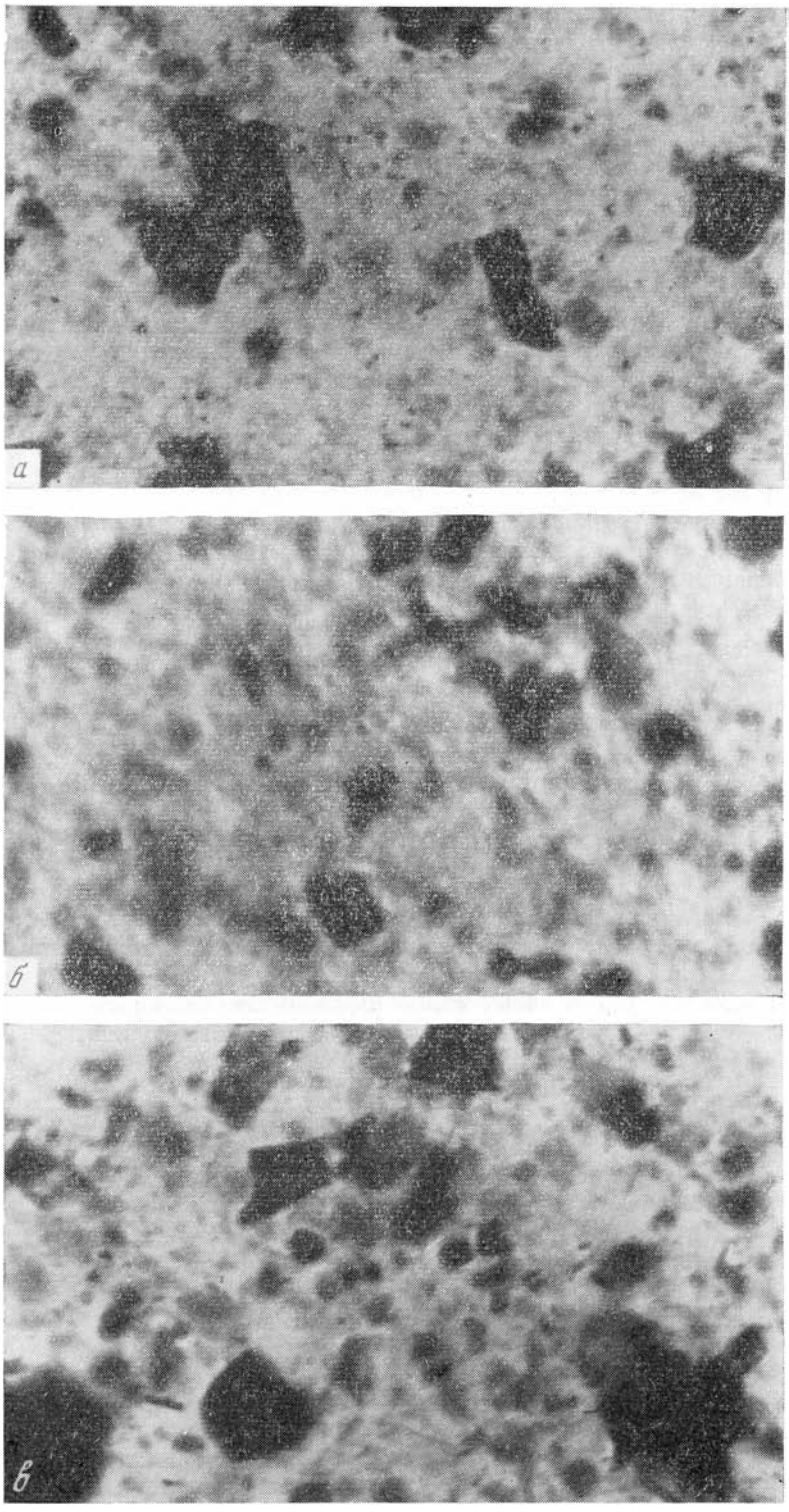
Таблица 29

Расчет рентгенограмм фракций < 0,001 *мм* акчагыльских пепловых туфов с очень сильно измененным пепловым материалом

Обр. 3/3								Обр. 4/2							
Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K_2CO_3, ориентированный, насыщенный глицерином		Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K_2CO_3, ориентированный, насыщенный глицерином	
J	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å
—	—	10	17,8	—	—	10	17,3	—	—	10	17,8	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10	14,4
10	12,9	—	—	—	—	—	—	10 о.ш.	13,6	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	10	9,7	4	10,2	—	—	—	—	10	9,7	4	9,5
—	—	5р.	8,9	—	—	3	8,9	2в.	8,8	5	8,9	—	—	—	—
1	7,3	3	7,3	—	—	3	7,0	1в.	7,5	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,5	6,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	2	5,8	—	—	1	5,6	—	—	4	5,9	—	—	—	—
0,5	5,1	—	—	5	4,85	1	4,97	2д.	5,1	—	—	5	4,85	—	—
10	4,52	7	4,48	5	4,42	10	4,49	9	4,52	7	4,48	10	4,46	8	4,48
3	4,12	6	4,17	—	—	6	4,14	—	—	—	—	—	—	1	4,11
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	3в.	3,81	—	—	—	—	—	—
—	—	7	3,53	—	—	3	3,58	0,5	3,55	5	3,56	—	—	—	—
3	3,37	—	—	—	—	8	3,31		3,27	—	—	—	—	5	3,40
1	3,19	—	—	10	3,22	2	3,16	3		—	—	9	3,19	—	—
3	3,00	3	2,98	—	—	2р.	2,98		3,01	4	2,97	—	—	—	—
10	2,82	2	2,83	—	—	—	—	6	2,83	—	—	—	—	—	—
0,5	2,70	3	2,69	5	2,69	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	2,76
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	2,57	4	2,57	—	—	9	2,57	5	2,60	5	2,57	7	2,56	7	2,56
3	2,452	5	2,441	7	2,50	6	2,419	2	2,441	2	2,441	3	2,408	3	2,432
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1	2,257	2	2,243	—	—	2	2,248	1	2,266	—	—	3	2,239	—	—
—	—	2	2,173	4	2,195			—	—	3	2,216	—	—	3	2,225
—	—	—	—	—	—	1	2,128	0,5	2,128	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1	2,081	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,039
8	1,994	3	1,997	—	—	3	1,980	4	2,001	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,976	—	—	3	1,963
0,5	1,914	—	—	2	1,927	—	—	—	—	—	—	4	1,911	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,853	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2	1,838	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,5	1,810	2	1,799	—	—	1	1,810	—	—	3	1,818	—	—	—	—
2р.	1,696	3	1,716	5	1,684			3д.	1,704	—	—	3	1,699	5	1,684
—	—	2	1,666	—	—			3	1,655	—	—	2	1,648	—	—
3–4	1,624	—	—	—	—			—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1	1,598			—	—	—	—	—	—	—	—
0,5	1,543	3	1,558	—	—			—	—	—	—	—	—	—	—
5р.	1,497	6	1,495	5	1,492			5	1,501	7	1,490	7	1,488	8	1,487
0,5	1,451	1	1,451	3	1,444			—	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 29 (окончание)

Обр. 4/7								Обр. 5/10							
Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K_2CO_3, ориентированный, насыщенный глицерином		Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K_2CO_3, ориентированный, насыщенный глицерином	
J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å	J	d, Å
—	—	10	17,7	—	—	—	—	—	—	10 о.ш.	17,6	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	10 о. ш.	15,3
10ш.	13,2	—	—	2	13,0	10	13,5	8	12,8	—	—	2	13,1	—	—
—	—	—	—	10	9,6	1р.	9,7	—	—	—	—	10	9,5	—	—
—	—	9	8,8	—	—	—	—	—	—	8	8,8	—	—	8	8,9
0,5	7,2	3	7,1	—	—	3	7,3	—	—	1	7,2	—	—	2	7,0
2	6,4	—	—	1	6,6	—	—	—	—	—	—	1	6,4	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	4	6,07	—	—	—	—	—	—
—	—	7	5,8	—	—	—	—	0,5	5,67	7	5,9	—	—	5	5,7
—	—	—	—	7	4,8	—	—	—	—	—	—	9	4,7	—	—
7	4,52	8	4,40	—	—	8	4,48	7	4,52	8	4,44	3	4,44	6	4,46
—	—	—	—	—	—	0,5	4,17	0,5	4,29	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	4	3,98	—	—	1	3,87	0,5	3,87
—	—	—	—	—	—	—	—	3	3,80	—	—	—	—	—	—
—	—	8	3,52	—	—	2	3,60	4	3,51	9	3,53	3	3,49	7	3,48
—	—	—	—	—	—	3р.	3,43	2р.	3,27	2—1	3,35	—	—	3	3,28
4	3,18	1	3,21	10	3,18	—	—	—	—	—	—	10ш.	3,15	—	—
—	—	7	2,92			—	—	4	3,05	7	2,94	2	2,92	5	3,04
—	—	—	—			—	—	10	2,83	—	—	—	—	—	—
—	—	1	2,73			—	—	0,5	2,76	1	2,73	1	2,70	—	—
—	—	—	—					3	2,67	—	—	—	—	—	—
4	2,60	5	2,55			7	2,57	2	2,57	5	2,55	1	2,56	4	2,55
2	2,446	—	—					0,5	2,457	—	—		2,408		
—	—	—	—			0,5	2,347	3	2,383	—	—	—	—	2	2,357
—	—	—	—			—	—	0,5	2,294	—	—	—	—	—	—
1	2,248	—	—			1	2,239	0,5	2,248	—	—	—	—	—	—
—	—	5	2,21					—	—	5	2,208	—	—	1	2,216
1	2,112	—	—			0,5	2,108	2	2,148	—	—	—	—	1	2,108
—	—	—	—			—	—	2	2,085	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—			—	—	6	2,004	—	—	—	—	—	—
—	—	5	1,960			2	1,973	1	1,963	5—4	1,966	—	—	3	1,963
—	—	—	—			—	—	1	1,930	—	—	3	1,901	—	—
—	—	—	—			—	—	1	1,889	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—			—	—	2	1,847	—	—	—	—	—	—
0,5	1,813	2	1,775			—	—	4	1,743	1	1,767	—	—	—	—
3	1,694	4	1,687			2—3	1,689	4	1,706	4	1,685	5	1,699	2	1,692
—	—	—	—			—	—	0,5	1,659	—	—	—	—		
—	—	—	—			—	—	5	1,635	—	—	—	—		
—	—	—	—			—	—	0,5	1,592	—	—	—	—	1	1,605
—	—	—	—			—	—	1	1,560	—	—	—	—	—	—
5	1,499	7	1,490			8	1,494	5	1,501	6	1,488	—	—	5	1,485
—	—	—	—			—	—	2	1,461	—	—	5	1,463	—	—



Фиг. 48. Электронно-микроскопические снимки фракций $< 0{,}001$ *мм* акчагыльских пепловых туфов с очень сильно измененным пепловым материалом. Увел. 15 000

а — обр. $^3/_3$; *б* — обр. $^4/_2$; *в* — обр. $^4/_7$

Наряду с вхождением в состав смешанно-слоистого образования бейделлит в туфах этой группы иногда присутствует и в виде самостоятельной фазы. В этом случае (обр. $^3/_3$) на рентгенограммах фракций, обработанных последовательно K_2CO_3 и глицерином, помимо рефлексов смешанно-слоистой фазы монтмориллонит — бейделлит наблюдается рефлекс с $d_{(001)}=$ $=10{,}2$ Å и серии отражений (001) высоких порядков.

Часто в тонких фракциях отмечено небольшое количество смешанно-слоистого образования, представленного беспорядочным переслаиванием примерно одинакового количества слоев монтмориллонита и разбухающего хлорита, о чем свидетельствуют слабые рефлексы с $d=13{,}1-13$ Å и с $d=6{,}6-6{,}4$ Å на рентгенограммах прокаленных образцов.

Кроме описанных минералов присутствуют незначительные количества 7 Å минерала, фиксируемого только по очень слабому рефлексу (001) с $d=7{,}5-7$ Å. Очень слабые отражения $d_{(002)}=5{,}1$ Å указывают на наличие 10 Å минерала.

Помимо глинистых минералов в тонких фракциях иногда наблюдаются гетит, полевые шпаты и, возможно, корунд (линии с $d=2{,}085-2{,}081$ Å; 1,598—1,592 Å; 1,379 Å).

Молекулярное отношение $SiO_2:Al_2O_3$ в тонких фракциях составляет 4,38, что указывает на присутствие в их составе небольшого количества неразложенного вулканического стекла.

Нижнеапшеронские пепловые туфы Челекена

В нижнеапшеронских отложениях Челекена изученные прослои пепловых туфов (обр. $^2/_{23}$ и $^2/_{24}$) залегают среди глинистых пород фации прибрежной части опресненного морского бассейна (МПО), расположенных в основании разреза этого возраста. Пепловые туфы рыхлые, охристого цвета, с большим количеством уплотненных комочков. По гранулометрическому составу они относятся к глинистым алевритам (см. табл. 19). Туфы содержат ничтожное количество карбонатного материала.

Изучение минералогического состава пепловых туфов показало, что их исходный материал претерпел изменения более сильные, чем в акчагыльских пепловых туфах с очень слабо измененным пепловым материалом, но более слабые, чем в пепловых туфах с сильно измененным пепловым материалом. Поэтому нижнеапшеронские туфы могут быть охарактеризованы как пепловые туфы со слабо измененным пепловым материалом.

По химическому составу нижнеапшеронские пепловые туфы занимают промежуточное положение между акчагыльскими туфами с очень слабо-измененным пепловым материалом и туфами с сильно измененным материалом. Молекулярное отношение $SiO_2:Al_2O_3$ равно 7,48—7,70.

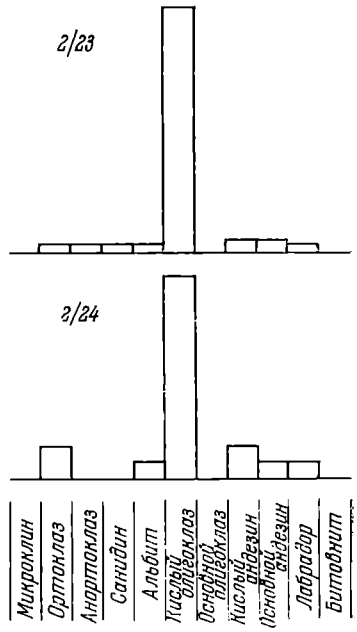
Легкие фракции пепловых туфов на 93—95% состоят из разнообразной формы обломков бесцветного вулканического стекла, незначительная часть которых (около 6—7%) девитрифицирована (см. табл. 20). Показатель преломления неразложенного стекла такой же, как и в акчагыльских пепловых туфах, и равен 1,499 ± 0,002.

Полевые шпаты, составляющие 5—7% легких фракций, представлены призматическими, таблитчатыми и неправильной формы зернами, нередко заключенными в оболочку из вулканического стекла. Среди полевых шпатов основную часть составляют плагиоклазы (см. табл. 21). Калиевые полевые шпаты, представленные ортоклазом, анортоклазом и санидином, составляют 9—10% от общего количества полевых шпатов. Среди плагиоклазов основную роль играют их кислые разности — кислый олигоклаз (65—77%) и альбит (3—5%). Средние и основные плагиоклазы —

от кислого андезина до лабрадора — составляют 11—20% общего количества полевых шпатов. Характер распределения плагиоклазов такой же, как у пироксеново-роговообманковых туфов акчагыльского возраста (фиг. 49). Для зерен полевых шпатов нижнеапшеронских пепловых туфов также характерна исключительная свежесть.

Тяжелые фракции сложены такими же (по морфологии и оптическим константам) минералами, что и в акчагыльских туфах. Характер распределения минералов тяжелых фракций такой же, как у пироксеново-роговообманковых акчагыльских пепловых туфов (см. табл. 22, 23). Роговые обманки и пироксены в сумме составляют 91—94%. Некоторое отличие заключается в несколько повышенном содержании магнетита и ильменита (до 4—4,4%). Кроме того, для нижнеапшеронских пепловых туфов характерно более высокое, чем в акчагыльских туфах, общее содержание тяжелых фракций.

Частицы размером <0,001 *мм* содержатся в небольшом количестве, образование суспензий прекращалось после нескольких сливов. Но все же содержание этих частиц в описываемых туфах более высокое, чем в туфах с очень слабоизмененным пепловым материалом акчагыльского возраста. Срезы с агрегатов тонких фракций сложены изотропными и беспорядочно ориентированными слабо двупреломляющими частицами.

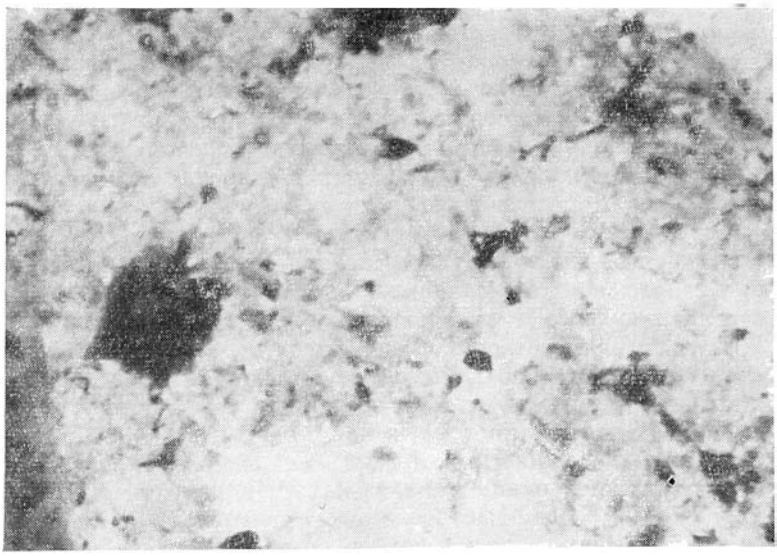


Фиг. 49. Состав полевых шпатов нижнеапшеронских пепловых туфов

По данным электронно-микроскопических исследований, фракции <0,001 *мм* нижнеапшеронских туфов состоят из плотных частиц с четкими и размазанными краями, переходящими в тонкодисперсную массу (фиг. 50).

Рентгеновский анализ тонких фракций пепловых туфов показал, что основными глинистыми минералами в них являются 10 Å минерал и бейделлит (табл. 30). Присутствие 10 Å минерала устанавливается по целочисленной серии базальных отражений от $d_{(001)}$ = 10,2—9,8 Å, характер которых в общем не меняется при насыщении глицерином и при прокаливании. Сильный рефлекс с d = 1,506—1,438 Å позволяет определить этот минерал как диоктаэдрический. Малое количество отражений *hkl* указывает на плохую его окристаллизованность. Бейделлит на рентгенограмме природного образца дает рефлекс с d = 14,2—14 Å. После насыщения глицерином межплоскостное расстояние увеличивается до 17,6 Å и наблюдается серия отражений (001) высоких порядков. Прокаливание приводит к сокращению межплоскостного расстояния до 10—9,9 Å. После кипячения в течение двух часов в 0,5 н. растворе K_2CO_3 и высушивания при 60—70° минерал теряет способность разбухать — на рентгенограммах образцов, насыщенных после подобной обработки глицерином, отмечается целочисленная серия отражений (001) от $d_{(001)}$ = =10—9,8 Å.

Помимо 10 Å минерала и бейделлита в тонких фракциях отмечается небольшое количество 7 Å минерала, фиксируемого только по отражению $d_{(001)}$ = 7,3—7 Å, исчезающему после прокаливания, но сохраняющемуся



Фиг. 50. Электронно-микроскопический снимок фракции < 0,001 *мм* нижнеапшеронского пеплового туфа. Увел. 15 000. Обр. $^2/_{23}$

после кипячения в HCl, а также по ослаблению линии $d_{(060)}$ = 1,506—1,483 Å после прокаливания.

Кроме глинистых минералов в тонких фракциях постоянно присутствуют полевые шпаты и гетит (линия с d = 4,17 Å). Слабые рефлексы с d = 2,074—2,047 Å и 1,603—1,596 Å, возможно, указывают на небольшое количество корунда. Интенсивный фон, отмечаемый на рентгенограммах в области малых углов, свидетельствует о наличии в тонких фракциях большого количества рентгеноаморфного вещества.

СХЕМА ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПЕПЛОВОГО МАТЕРИАЛА ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ПЕПЛОВЫХ ТУФОВ

В настоящее время большинство исследователей считает, что пепловый материал приносился в Прибалханский район воздушными потоками из далеко расположенных вулканических очагов. Уменьшение количества прослоев пепловых туфов и их мощностей по направлению к востоку и северу указывают, что вулканические очаги располагались к западу или юго-западу от Прибалханского района — либо на Кавказе, либо на Эльбрусе. Обнаружение в верхнеплиоценовых пепловых туфах Прибалханского района оксилепидомелана — редкого минерала с весьма характерными признаками — может сыграть большую роль в установлении конкретных вулканических очагов и направлений переноса пеплового материала в плиоценовое время.

Принесенный воздушными потоками пепловый материал осаждался на водной поверхности бассейна и затем отлагался на его дне. Осаждение происходило в малоподвижной водной среде — в противном случае пепловые частицы были бы смешаны с терригенным материалом, поступавшим в бассейны с окружавшей его суши, что сделало бы невозможным отложение прослоев чистых пепловых туфов. О слабой гидродинамической активности среды во время отложения прослоев пепловых туфов

Таблица 30

Расчет рентгенограмм фракций < 0,001 *мм* нижнеапшеронских пепловых туфов

Обр. 2/23								Обр. 2/24							
Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K_2CO_3, ориентированный, насыщенный глицерином		Природный (столбик)		Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K_2CO_3, ориентированный, насыщенный глицерином	
J	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å
—	—	5	17,6	—	—	—	—	—	—	5	17,6	—	—	—	—
3	14,0	—	—	—	—	—	—	3	14,2	—	—	—	—	—	—
3	9,9	4 дв. р.	10,2 8,9	5	9,9	3	9,8	3	9,9	5	10,0	5	10,0	3	9,7
—	—			—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	7,3	1	7,3	—	—	2	7,1	2	7,1	4	7,0	—	—	1	7,3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	5,8	—	—	—	—
3	4,97	3	4,97	—	—	1	4,94	3	5,0	3	4,94	1	4,94	—	—
8	4,53	5	4,52	5	4,46	5	4,50	8	4,49	5	4,49	6	4,46	2	4,50
10	4,17	10	4,17	—	—	10	4,17	10	4,14	10	4,14	2	4,27	5	4,17
—	—	—	—	2	4,04	—	—	—	—	—	—	3	4,04	—	—
1	3,81	1	3,78	4	3,72	0,5	3,71	0,5	3,68	2	3,82	3	3,75	3	3,85
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	3,54	—	—	—	—
3—4	3,37	4	3,35	3	3,35	4	3,35	4	3,34	6	3,34	10	3,34	3	3,34
4	3,15	4	3,19	6	3,20	4	3,19	3	3,21	5	3,16	9	3,22	2	3,18
3	2,98	3—4	2,98	2—1	2,99	2	3,00	2	2,96	4	2,97	3	2,99	10	3,03
1	2,83	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	2,80
4	2,70	5	2,70	9	2,69	4	2,69	3	2,69	5	2,69	6	2,71	1	2,68
5	2,58	4	2,58	—	—	5	2,57	7	2,57	5	2,56	—	—	1	2,57
—	—	—	—	10	2,502	—	—	—	—	—	—	9	2,51	1	2,496
7	2,441	9—10	2,441	—	—	9	2,430	8	2,441	8	2,428	—	—	2	2,409
—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	2,373	1	2,347	—	—		
4	2,252	5	2,248	—	—	4	2,243	3	2,266	4	2,248	—	—		
3	2,186	5	2,178	6	2,199	4	2,178	3	2,190	4	2,165	4	2,212		
—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	2,120	1	2,116	—	—		
0,5	2,074	2—3	2,055	1	2,047	—	—	0,5	2,047	2	2,054	3	2,036		
2	1,997	2—3	2,000	—	—	1	1,997	1	2,001	3	1,994	—	—		
0,5	1,914	1—2	1,898	—	—	2	1,904	0,5	1,904	1	1,898	—	—		
1	1,799	2—3	1,793	—	—	7	1,793	1	1,810	2	1,796	3	1,838		
5	1,713	7	1,713	4—5	1,833	7	1,713	7	1,716	6	1,713	—	—		
—	—	1	1,680	6	1,685	—	—	—	—	2	1,648	6	1,689		
0,5	1,602	1	1,601	1	1,596	0,5	1,603	—	—	3	1,602	—	—		
2	1,558	4	1,556	—	—	4	1,559	3	1,568	4	1,558	—	—		
4	1,506	5	1,502	2	1,483	5 р.	1,502	6	1,502	5	1,501	2	1,483		
1	1,455	3—4	1,447	5	1,440	3	1,448	1	1,453	3	1,450	4	1,447		

свидетельствует и гранулометрический состав вмещающих их нормально-осадочных пород, которые представлены известковыми глинами и глинистыми известняками. Возможно, что пепловый материал отлагался на дне бассейна несколько в стороне от того места, где он осаждался на поверхности воды, так как в разносе выброшенного вулканами пирокластического материала помимо воздушных принимают участие также и водные течения (Страхов и др., 1954).

По-видимому, пепловый материал приносился в Прибалханский район не только в нижнеакчагыльское и нижнеапшеронское время, о чем свидетельствует присутствие зерен вулканического стекла в легких фракциях нормально-осадочных пород почти во всей части изученного разреза верхнеплиоценовых отложений этой территории. Однако образования прослоев пепловых туфов в этих случаях не происходило ввиду того, что пепловый материал попадал в гидродинамически активную среду и был смешан с терригенным материалом, поступавшим в акчагыльский бассейн с окружающей суши.

Во время отложения прослоев пепловых туфов скорость накопления пеплового материала была во много раз большей, чем скорость седиментации нормально-осадочного материала. На это, в частности, указывает почти полное отсутствие карбонатов в прослоях пепловых туфов, тогда как вмещающие их породы характеризуются высокой карбонатностью (18—47%, иногда 84%).

Кроме того, если бы скорость накопления пеплового материала была бы соизмеримой со скоростью накопления нормально-осадочного терригенного материала, он был бы сильно «загрязнен» последним. Однако ряд признаков вполне определенно свидетельствует об отсутствии в пепловых туфах сколько-нибудь ощутимой примеси нормально-осадочного материала. Во-первых, как уже указывалось, в пепловых туфах практически нет карбонатного материала, по данным химического анализа карбонаты составляют в них (в пересчете на $CaCO_3$) всего 0—1,5%, в то время как вмещающие породы характеризуются высокой карбонатностью. Во-вторых, в крупных фракциях пепловых туфов полностью отсутствует кварц, тогда как во вмещающих породах он составляет 35—50% терригенного материала. В-третьих, в тяжелых фракциях пепловых туфов терригенные минералы из вмещающих пород (хорошо отличающиеся по оптическим константам и типоморфным особенностям) не были встречены. Наконец, комплекс глинистых минералов пепловых туфов и вмещающих пород резко отличны. Во вмещающих породах основными глинистыми минералами являются диоктаэдрические гидрослюды $2M_1$ и хлорит. Присутствующий в пепловых туфах диоктаэдрический 10 Å минерал отличается несовершенством структуры, тогда как гидрослюда вмещающих пород хорошо окристаллизована. Что касается хлорита, то в пепловых туфах он вообще не встречен в виде самостоятельной фазы.

Отложившийся на дне бассейна пепловый материал вступал во взаимодействие с новой для него окружающей средой и претерпевал ряд изменений. Как было показано, интенсивность этих изменений проявилась в верхнеплиоценовых пепловых туфах неодинаково. По интенсивности проявления постседиментационных преобразований верхнеплиоценовые пепловые туфы Прибалханского района могут быть расположены в следующий ряд: акчагыльские пепловые туфы с очень слабо измененным пепловым материалом (I группа) — нижнеапшеронские пепловые туфы со слабо измененным пепловым материалом (II группа) — акчагыльские пепловые туфы с сильно измененным пепловым материалом (III группа) — акчагыльские пепловые туфы с очень сильно измененным пепловым материалом (IV группа). В приведенном ряду вместе с акчагыльскими помещены нижнеапшеронские пепловые туфы. Это сделано на том основании, что источник эффузивного материала для этих пепловых туфов

был тем же, что и для акчагыльских, о чем свидетельствует сходство их минералогического состава: один и тот же показатель преломления вулканического стекла, одинаковый состав полевых шпатов и минералов тяжелых фракций.

Несколько ниже будет показано, что и направление постседиментационных преобразований нижнеапшеронских пепловых туфов такое же, что и в акчагыльских. Все это позволяет поместить нижнеапшеронские пепловые туфы в одном ряду с акчагыльскими.

Интенсивность постседиментационных преобразований пеплового материала туфов различна — наряду с туфами, сложенными очень слабо измененным пепловым материалом, присутствуют и такие, в которых он почти полностью переработан. Между тем источник эффузивного вещества во всех пепловых туфах был одним и тем же, отлагались акчагыльские пепловые туфы одновременно в одинаковых фациальных условиях (они залегают среди известковых глин и глинистых известняков фации МПМ), опускались примерно на одинаковые глубины и в одно и то же время были выведены на дневную поверхность. Следовательно, перечисленные факторы не могли обусловить различную интенсивность преобразования пеплового материала.

Если считать, что преобразование пеплового материала происходит до перекрытия его другими осадками, то в таком случае наибольшие изменения должны были произойти в районах с наименьшей скоростью осадконакопления. Между тем мощность акчагыльских отложений I пачки, среди пород которой залегают прослои пепловых туфов, на Челекене составляет 14 *м*, на Монжуклы — 17 *м*, на Боя-Даге — 40 *м* и на Сыртланли — 36 *м*. Иначе говоря, наименьшие изменения пеплового материала приурочены к участкам с наименьшей скоростью осадконакопления (Челекен), а пепловые туфы с очень сильно измененным пепловым материалом расположены в пунктах с наибольшей скоростью накопления осадков (Боя-Даг, Сыртланли). Это позволяет заключить, что длительность контактирования с наддонной водой существенно не влияла на интенсивность преобразования пеплового материала верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района.

Приуроченность пепловых туфов с более сильно измененным пепловым материалом к участкам, расположенным дальше от вулканических очагов, а туфов с менее сильно измененным пепловым материалом — к участкам, расположенным западнее, т. е. ближе к вулканическим очагам, наводит на мысль, что интенсивность постседиментационных преобразований пеплового материала зависит от его первоначального гранулометрического состава.

Однако в верхней части четвертого прослоя пеплового туфа Челекена (обр. $^2/_6$), которая сложена частицами глинистой размерности, в тонких фракциях не обнаружено никаких продуктов изменения пеплового материала, тогда как в других, более грубозернистых пепловых туфах Челекена, в том числе и в нижней части этого же прослоя (обр. $^2/_5$), продукты изменения пеплового материала присутствуют. Подобный факт заставляет признать, что первоначальная зернистость пеплового материала сама по себе не могла определить интенсивности его постседиментационных преобразований.

Как показали Нолл (Noll, 1936), Хаузер и Рейнольдс (Hauser, Reynolds, 1939) и Хавкинс и Рой (Hawkins, Roy, 1963), для образования монтмориллонита из неглинистого материала необходимо присутствие некоторого количества магния. Согласно Гриму (Grim, 1953), пепел, лишенный окиси магния, не изменяется в монтмориллонит. Особенно убедительно роль магния в формировании монтмориллонита была продемонстрирована Хавкинсом и Роем в опытах по гидротермальному изменению пород. Эти исследователи подвергали воздействию высоких давлений и температур

в различных средах разнообразные природные стекла и кристаллические породы, а также искусственные стекла и гели. Во многих случаях продуктом изменения являлся монтмориллонит, иногда с анальцимом. При этом породы, содержащие менее 2—3% MgO, не изменялись в монтмориллонит. Так, перлитовый риолит, содержащий 74% SiO_2 и 0,25% MgO, совершенно не изменялся после пребывания в течение 2 недель в дистиллированной воде при различных давлениях и температурах. Добавление в систему небольших (1, 2, 4, 8% по весу) количеств MgO резко ускоряло изменение пород, содержащих высокие количества кремнезема, сопровождавшееся преимущественным формированием монтмориллонита. При этом Хавкинс и Рой отмечают, что точный способ, при помощи которого магний осуществляет формирование монтмориллонита, не известен. Ими высказывается предположение, что, возможно, это связано с большим химическим сродством, которое проявляет магний с растворяющимся кремнеземом и со свойством солей магния ускорять растворение кремния из силикатов.

Верхнеплиоценовые, пепловые туфы Прибалханского района с более сильно измененным пепловым материалом содержат больше магния, чем туфы с менее измененным материалом. Так, среднее содержание MgO в пепловых туфах I группы — 0,36%, II группы — 0,72%, III группы — 2.68%, IV группы — 3,40% (см. табл. 26). При этом совершенно очевидно, что высокое содержание MgO в пепловых туфах с очень сильно измененным пепловым материалом не могло возникнуть только за счет ухода какой-то части кремнезема. Действительно, если бы из неизмененного пеплового материала, каким с достаточной точностью можно считать фракции >0,01 *мм* пепловых туфов I группы, содержащие в среднем 0,25% MgO, ушел бы даже весь кремнезем, то в таком случае содержание MgO возросло бы только до 0,85%, т. е. в 3,4 раза. На самом же деле пепловые туфы IV группы содержат MgO в 13,6 раза больше, чем во фракциях >0,01 *мм* пепловых туфов I группы.

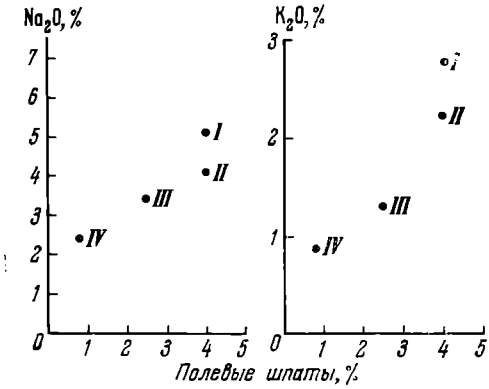
В следующей главе будет показано, что отложение прослоев акчагыльских пепловых туфов в Прибалханском районе произошло во время максимального удаления от этого участка устьев древних рек, впадавших в акчагыльское море с востока. Для этого момента акчагыльского времени характерно единство физико-географических условий для всей территории Прибалханского участка моря. Поэтому предположить, что различное содержание магния в пепловых туфах обусловлено различиями в химическом составе вод акчагыльского моря в различных участках Прибалханского района нельзя.

Изложенное заставляет признать, что скорее всего различное содержание магния в верхнеплиоценовых пепловых туфах Прибалханского района обусловлено различным его содержанием в исходном пепловом материале.

Как показал И. И. Гущенко (1964), в настоящее время известны два типа дифференциации пеплового материала. В одном случае по мере удаления от вулканического очага в выпадающем пепловом материале возрастает содержание SiO_2 и K_2O. В другом случае при удалении от вулканического очага в пепле уменьшается содержание SiO_2, но увеличивается количество MgO, CaO, K_2O, TiO_2, Al_2O_3. При этом, в частности, значительная часть магния переносится пепловыми частицами в сорбированном состоянии в виде тонкой пленки на их поверхности. Этим, по-видимому, и объясняется увеличение содержания MgO по мере утонения пеплового материала.

Несомненно эоловая дифференциация имела место и при разносе пеплового материала в верхнеплиоценовое время. В ходе этой дифференциации более тяжелые компоненты выпадали ближе к вулканическим очагам, тогда как более легкие уносились дальше. В результате, по мере удаления

от вулканического очага пепловый материал обогащался более легкими компонентами. Подтверждением проявления такой дифференциации служит уменьшение содержания в верхнеплиоценовых пепловых туфах Прибалханского района абсолютных количеств полевых шпатов (размер и удельный вес которых больше, чем у вулканического стекла) по мере увеличения в туфах интенсивности проявления постседиментационных изменений. Полевые шпаты, как видно из приведенного материала, довольно устойчивы при преобразовании пеплового материала в бентонитовые глины и их содержание в туфах может считаться, с известной степенью точности, первичным. Уменьшение содержания полевых шпатов в туфах с более сильно измененным пепловым материалом, которые располагаются дальше от вулканических очагов, чем туфы с менее сильно измененным материалом, свидетельствует, что по мере удаления от вулканических очагов выпадавший в верхнеплиоценовое время пепловый материал обеднялся полевым шпатом.

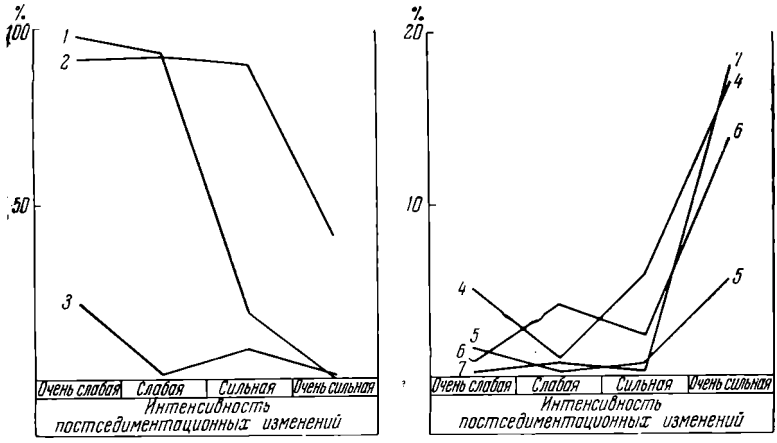


Фиг. 51. Соотношение между валовым содержанием щелочей в пепловых туфах и полевых шпатах во фракциях $>0{,}01$ *мм* (полевые шпаты в процентах ко всей породе). Средние значения для групп I—IV (группы пепловых туфов)

Уменьшение в результате эоловой дифференциации содержания полевых шпатов в выпадавшем пепловом материале приводило к изменению его химического состава. На фиг. 51 показана зависимость между содержанием в верхнеплиоценовых пепловых туфах Прибалханского района полевых шпатов и щелочей. Из этих графиков видно, что с уменьшением содержания полевых шпатов в туфах уменьшается содержание Na_2O и K_2O. Подобная зависимость свидетельствует, что щелочи туфов содержатся главным образом в полевых шпатах. Приуроченность щелочей к полевым шпатам, концентрирующимся преимущественно в крупных фракциях, и объясняется, по-видимому, более высокое содержание этих элементов в туфах в целом по сравнению с их содержанием в тонких фракциях тех же самых туфов (небольшие количества Na и K в тонких фракциях, возможно, обязаны своим происхождением наличию в составе этих фракций некоторого количества полевых шпатов, присутствие которых почти постоянно отмечается рентгеновским анализом).

Таким образом, в результате проявления эоловой дифференциации пепловый материал верхнеплиоценовых туфов обеднялся полевыми шпатами и, как следствие, содержащимися в полевых шпатах щелочами. Что касается магния, то он, по-видимому, был связан с частицами вулканического стекла. В результате эоловой дифференциации, приводившей к увеличению содержания в выпадавшем пепловом материале вулканического стекла, происходило его обогащение магнием. Этим, возможно, и объясняется более высокое содержание MgO в пепловых туфах в местах, более удаленных от вулканических очагов. В какой форме переносился магний пепловым материалом в верхнеплиоценовое время — в виде сорбированной пленки на поверхности частиц вулканического стекла или же он входил в состав самих частиц — неизвестно. Однако, если магний переносился в виде сорбированной пленки, то пепловый материал должен был осаждаться в воде быстро в виде компактной плотной массы; в противном случае сорбированная пленка была бы смыта. Повышенное содержание

магния в сочетании с тонкозернистостью, по-видимому, и обусловило более сильную постседиментационную переработку пеплового материала в местах, расположенных дальше от вулканического очага.



Фиг. 52. Зависимость содержания минералов фракции > 0,01 *мм* пепловых туфов от интенсивности постседиментационных изменений

1 — неразложившееся вулканическое стекло; *2* — амфиболы + пироксены; *3* — биотит + оксилепидомелан; *4* — гранат + циркон + турмалин; *5* — эпидот + цоизит; *6* — магнетит + ильметит; *7* — выветрелые зерна

В свое время нами высказывалось предположение, что интенсивность постседиментационных преобразований пеплового материала акчагыльских пепловых туфов находится в прямой зависимости от содержания в них $C_{орг}$, поскольку содержание этого компонента выше в более сильно измененных туфах (Зхус и Юревич, 1960). Однако проведенные дополнительно исследования показали, что подобная закономерность не выдерживается. Так, среднее содержание С в пепловых туфах I группы — 0,20%, II — 0,13%, III — 0,41%, IV — 0,28%. Это свидетельствует, что интенсивность постседиментационных преобразований пеплового материала верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района не зависела от содержания в них $C_{орг}$.

Выше было показано, что верхнеплиоценовые пепловые туфы Прибалханского района, в зависимости от интенсивности постседиментационной переработки пеплового материала, подразделяются на ряд групп. Выделенные группы позволяют наметить следующую картину постседиментационных изменений пеплового материала этих пепловых туфов.

Вулканическое стекло, составляющее основную часть пеплового материала, в ходе постседиментационных изменений девитрифицируется (фиг. 52). Девитрификация стекла приводит его к измельчению, что вызывает изменение гранулометрического состава пеплового материала. Так, гранулометрический состав акчагыльских пепловых туфов с очень слабо измененным пепловым материалом (I группы), в которых разложена незначительная часть вулканического стекла, более всего близок к исходному. Однако совершенно очевидно, что гранулометрический состав пепловых туфов III и IV групп не является первичным. Это следует из того, что наблюдаемая в шлифах структура пеплового материала туфов III группы является достаточно грубой, тогда как гранулометрический анализ показывает высокое содержание в их составе частиц глинистой размерности. В туфах же IV группы исходный пепловый материал настолько переработан, что в них почти не наблюдается первичная витрокластическая текстура (и соответственно структура); стекло здесь полностью девитри-

фицировано и в составе туфов преобладают частицы глинистой размерности.

В результате раскристаллизации вулканического стекла образуется комплекс новообразованных минералов, концентрирующихся в тонких фракциях пепловых туфов; на их подробной характеристике мы остановимся несколько ниже. Кроме того, наблюдается кальцитизация и эпидотизация вулканического стекла.

Кальцитизация выражается в образовании кристалликов кальцита, покрывающих зерна вулканического стекла в виде мельчайшей «сыпи». Как показал Цзен (Zen, 1959), в современных осадках у западного побережья Южной Америки наблюдается развитие кальцита по зернам вулканического стекла. Из этого следует, что процесс кальцитизации вулканического стекла протекает в самом начале диагенетической стадии. В верхнеплиоценовых пепловых туфах Прибалханского района кальцитизация вулканического стекла проявилась весьма слабо. Также слабо проявился и процесс эпидотизации вулканического стекла.

По мере увеличения интенсивности постседиментационных преобразований пеплового материала изменяется и состав минералов крупных фракций. При этом изменение минералов крупных фракций как бы запаздывает по сравнению с преобразованием вулканического стекла. Так, в первых трех группах пепловых туфов существенных различий в составе минералов крупных фракций не наблюдается — во всех этих туфах среди плагиоклазов широко распространены средние и основные, а тяжелые фракции почти нацело сложены роговыми обманками и пироксенами. Однако в пепловых туфах III группы среди роговых обманок и пироксенов уже присутствуют зерна с зубчатыми ограничениями, возникшими в результате внутрислойного растворения.

Значительные изменения состава минералов крупных фракций отмечаются лишь в пепловых туфах IV группы. Общая концентрация полевых шпатов здесь значительно понижена, а в их составе сокращено количество средних и основных плагиоклазов. Изменен и состав тяжелых фракций, в которых в результате внутрислойного растворения сокращено количество малоустойчивых минералов — роговых обманок, пироксенов и биотита. За счет разрушения этих минералов относительно возрастают концентрации более устойчивых минералов — граната, циркона, турмалина, рутила, анатаза, брукита, магнетита и ильменита; увеличивается количество выветрелых зерен. Кроме того, возрастает содержание эпидота и цоизита. Общее содержание тяжелых фракций уменьшается. Впрочем, не исключено, что наблюдаемые соотношения между отдельными минералами тяжелых фракций в туфах IV группы в какой-то степени обусловлены также и первичными отличиями выпадавшего пеплового материала в результате проявления эоловой дифференциации.

В тонких фракциях пепловых туфов, по мере увеличения интенсивности постседиментационных изменений пеплового материала, уменьшается количество вулканического стекла и возрастает содержание минералов, возникших за счет его преобразования.

Отсутствие в пепловых туфах сколько-нибудь существенной примеси материала вмещающих пород позволяет считать все минералы их тонких фракций (кроме полевых шпатов) аутигенными, возникшими в результате постседиментационных преобразований пеплового материала. Так как исходный пепловый материал туфов почти нацело состоит из вулканического стекла, естественно считать, что новообразованные минералы тонких фракций возникли при разложении именно этого компонента. К сожалению, из-за постоянного присутствия неразложившегося вулканического стекла химические анализы тонких фракций не отражают состава содержащихся в них новообразованных минералов; только в некоторых случаях они приближенно позволяют судить о составе минералов.

Состав минералов тонких фракций пепловых туфов каждой группы (табл. 31) представляет ряд новообразований, последовательно формиру-

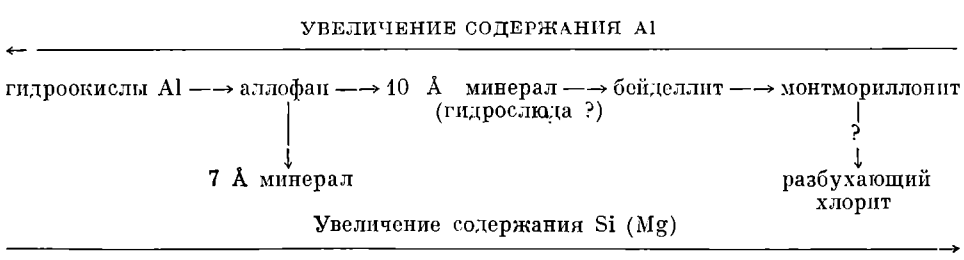
Таблица 31

Минералы фракций < 0,001 мм верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района

Минералы	Интенсивность постседиментационных изменений пеплового материала			
	Очень слабая (I группа)	Слабая (II группа)	Сильная (III группа)	Очень сильная (IV группа)
Глинистые				
а) основные	10 Å минерал (7 Å минерал) Аллофан Гидроокислы Al	Бейделлит 10 Å минерал	СС бейделлит — монтмориллонит	СС монтмориллонит — бейделлит (бейделлит)
б) второстепенные	(14 Å минерал)	7 Å минерал	10 Å минерал 7 Å минерал (СС монтмориллонит — разбухающий хлорит)	10 Å минерал 7 Å минерал СС монтмориллонит — разбухающий хлорит
прочие	Полевые шпаты (гетит)	Полевые шпаты Гетит	Полевые шпаты Гетит	Полевые шпаты Гетит

Примечание. 1) сплошная линия под минералом обозначает постоянное его присутствие; 2) прерывистая линия — минерал присутствует часто; 3) скобки — минерал присутствует иногда; 4) буквы СС — смешанно-слоистые минералы.

ющихся при разложении вулканического стекла. Последовательность этого ряда доказывается тем, что в каждой группе встречаются все (или почти все) минералы, возникшие в предыдущие стадии преобразования. По мере увеличения интенсивности постседиментационных изменений пеплового материала в тонких фракциях появляются минералы, содержащие меньшее количество алюминия и большее — кремния и магния. Подобная закономерность позволяет наметить следующую схему образования минералов, возникающих при постседиментационных изменениях вулканического стекла (фиг. 53).



Фиг. 53. Схема последовательности формирования минералов при диагенетическом разложении вулканического стекла

Согласно работам Магистад (Magistad, 1925) и Корренса (Correns, 1949), растворимость Al_2O_3 в воде в интервале pH от 4—5 до 8,5—9 весь-

ма низка, не превышая 1 *мг/л*. Высокое содержание пелитоморфного кальцита во вмещающих верхнеплиоценовые пепловые туфы породах свидетельствует о слабощелочной среде, существовавшей в этих осадках в диагенезе; по аналогии с осадками Каспийского моря (Страхов и др., 1954) можно считать, что значение pH в акчагыльских и апшеронских осадках в диагенезе было в пределах 7—8. Скорее всего такое же значение pH существовало и в слоях пеплов, отложившихся на дне Прибалханского участка акчагыльского и апшеронского морей. В условиях слабощелочной среды, существовавшей в прослоях вулканических пеплов, алюминий вулканического стекла обладал минимальной растворимостью и был скорее всего практически неподвижным. В то же время растворимость кремнезема в этих условиях была достаточно большой (Okamoto, Okura, Goto, 1957) и он обладал большей подвижностью.

В этих условиях формирование глинистых минералов — слоистых алюмосиликатов — могло начинаться только вокруг атомов алюминия. Поэтому минеральные новообразования, возникающие в самые начальные стадии преобразования вулканического стекла, в котором концентрация кремнезема в несколько раз превышает концентрацию глинозема, характеризуется максимальным содержанием алюминия. В данном случае наиболее высокое количество алюминия могли содержать его гидроокислы. Отмечаемые на электронно-микроскопических снимках тонких фракций пепловых туфов I группы полупрозрачные пластины с довольно четкими ровными краями скорее всего и являются подобными соединениями Al. Отсутствие достоверных рефлексов гидроокислов Al на рентгенограммах, по-видимому, объясняется небольшим количеством этих новообразований или их аморфностью.

Гидроокислы Al в процессе дальнейшего преобразования вулканического стекла, обогащаясь поступавшим из него кремнеземом, превращались в аллофан, округлые комковатые частицы которого наблюдаются на электронно-микроскопических снимках тонких фракций пепловых туфов I группы. По современным воззрениям (Grim, 1953) аллофан представляет собой беспорядочную, без какой-либо симметрии, совокупность кремния в тетраэдрической координации и металлических ионов в октаэдрической координации.

Однако, как будет видно из последующего, в формирующемся в начальные стадии разложения вулканического стекла аллофане часть тетраэдрических положений занята алюминием.

Алюмокислородные (точнее алюмокислородно-гидроксильные) октаэдры и кремнекислородные (а также алюмокислородные) тетраэдры, соединяясь друг с другом, формируют слоистые алюмосиликаты — глинистые минералы.

При соединении слоя алюмокислородно-гидроксильной октаэдрической сетки с одним слоем кремнекислородной тетраэдрической сетки образуется 7 Å минерал с двухэтажной решеткой. Судя по несколько увеличенному межплоскостному расстоянию, достигающему 7,3—7,5 Å, а также по наличию на рентгенограммах в большинстве случаев только рефлекса (001), образующийся при разложении вулканического стекла минерал с двухэтажной решеткой весьма плохо окристаллизован и, по-видимому, является минералом типа метагаллуазита или галлуазита, что подтверждается также присутствием на электронно-микроскопических снимках тонких фракций пепловых туфов I группы мелких палочкообразных частиц. Возникший 7 Å минерал является весьма стойким скорее всего благодаря отсутствию изоморфных замещений в его решетке, что характерно для минералов каолинитовой группы (Stubican, Roy, 1961) и, как следствие, нейтральному заряду его слоев. Поэтому в дальнейшем этот минерал сохраняется среди продуктов преобразования пеплового материала, пре-

терпевая, по-видимому, лишь структурные изменения, в результате которых улучшается его окристаллизованность.

В свете изложенного становится понятным частое присутствие в бентонитовых глинах довольно значительных количеств каолинита (Grim, 1953) — в них каолинит является не механической терригенной примесью, а скорее всего представляет собой аутигенное образование, возникшее при разложении пеплового (или туфогенного) материала.

Установленное Цзенем (Zen, 1959) развитие каолинита (точнее 7 Å минерала) по зернам вулканического стекла в современных осадках у западного побережья Южной Америки показывает, что процесс образования минерала каолиновой группы при разложении вулканического стекла начинается в ранние стадии диагенеза.

Но в общем щелочная среда, существовавшая в разлагающемся в морских условиях пепле, является неблагоприятной для синтеза минералов каолинитовой группы, которые, как известно, легче образуются в кислой среде. Поэтому при изменении пеплового материала в морских условиях процесс образования минералов с двухэтажной решеткой широкого распространения не получает.

Возможно, что при разложении вулканического вещества в условиях земной поверхности процесс возникновения наиболее богатых алюминием минералов может получать более широкое, если даже не преобладающее развитие.

В связи с этим интересно отметить, что, по данным Судо (Sudo, 1963), в почвах, развитых на вулканическом пепле в Канто (Япония), основными минералами являются аллофан, галлуазит и гидратированный галлуазит. Алонсо Безоэн и Каталина (Alonso, Besoain, Catalina, 1963), изучавшие минералы тонких фракций почв, развитых на эффузивных породах в Чили и Новой Зеландии, установили, что в более молодых почвах преобладает аллофан и другие аморфные соединения, тогда как в почвах, возникших раньше, наряду с аллофаном развиты минералы каолинитовой группы. Наконец Фильдз (Fieldes, 1955) установил следующую последовательность формирования минералов в почвах Новой Зеландии, образованных на риолитовых и андезитовых вулканических пеплах: 1) аллофан B, в котором частицы глинозема обладают сверхтонкими размерами, а аморфный кремнезем разобщен; 2) алллофан A, в котором беспорядочно смешаны глинозем и кремнезем, а размер их частиц больший, чем в аллофане B; 3) метагаллуазит, в котором глинозем и кремнезем уже соединены в каолинитовую структуру.

Не исключено, что в приведенных примерах континентального выветривания эффузивный материал находится лишь на самых начальных стадиях преобразования и что при дальнейшем его разложении будут образовываться и другие, более богатые кремнеземом глинистые минералы. Тем не менее совершенно очевидно, что в начальные стадии преобразования аморфного эффузивного материала в направлении образования алюмосиликатов как в морских, так и в континентальных условиях формируются минералы, наиболее богатые алюминием (в том числе и минералы каолинитовой группы).

При преобразовании вулканического стекла верхнеплиоценовых туфов Прибалханского района преобладающее развитие получил процесс формирования из аллофана диоктаэдрического 10 Å минерала, при котором к слою алюмокислородно-гидроксильной сетки с обеих сторон присоединились слои тетраэдрических сеток. При этом тетраэдрические сетки 10 Å минерала в свою очередь содержали максимально возможное количество алюминия — иначе говоря, в его тетраэдрах максимально возможное количество ионов Si с самого начала было изоморфно замещено ионами Al. Благодаря такому замещению решетка 10 Å минерала обладает очень сильным отрицательным зарядом, по-видимому, большим, чем у

обычной гидрослюды. Слои возникшего 10 Å минерала очень тесно сближены и не увеличивают межплоскостного расстояния при насыщении глицерином.

С некоторым допущением этот 10 Å минерал может быть назван гидрослюдой. Однако, как будет видно из дальнейшего, характерным свойством данного минерала, отличающим его от типичной гидрослюды (помимо более высокого отрицательного заряда слоев), является то, что в его межслоевых пространствах калий либо отсутствует полностью, либо, если и присутствует, то в весьма незначительном количестве. Образование подобного бескалиевого минерала с трехэтажной решеткой могло произойти при соблюдении двух условий.

Во-первых, образование бескалиевого 10 Å минерала возможно при отсутствии калия в разлагающемся вулканическом стекле. Присутствующий в пепловом материале калий, как указывалось, скорее всего содержится в полевых шпатах. Как видно из вышеприведенного материала, полевые шпаты оказываются довольно стойкими при постседиментационных изменениях пеплового материала, и содержащийся в них калий не принимает участия в формировании глинистых минералов, возникающих при разложении вулканического стекла. Во-вторых, образование бескалиевого 10 Å минерала возможно при отсутствии очень низкого содержания калия в пропитывающей разлагающийся пепловый материал воде. Как будет показано в следующей главе, воды акчагыльского моря по солевому составу более близки к водам современного Каспия, в котором при солености 12,2—13,4‰ калий составляет всего 0,6% от общего количества солей (Страхов и др., 1954). При отсутствии отмеченных условий формирующийся 10 Å минерал, вероятно, мог содержать в межслоевых пространствах калий. Что в действительности содержится в межслоевых пространствах этого минерала — нам пока не известно.

Таким образом, на определенной стадии разложения вулканического стекла верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района образовывался бескалиевый 10 Å минерал с трехэтажной решеткой. Кристаллическая структура этого минерала в начальные моменты его образования весьма несовершенна, что видно из небольшого количества отражений *hkl*, фиксируемых на рентгенограммах. Большая часть вулканического стекла в эту стадию преобразования пеплового материала остается еще неразложенной. Подобное соотношение наблюдается в пепловых туфах I группы.

Из неразложенного вулканического стекла в иловые воды, пропитывающие пепловый материал, продолжал в избытке поступать кремнезем. В условиях высокого содержания кремнезема в иловых водах кремний вытеснял из тетраэдрических сеток 10 Å минерала алюминий, что приводило к уменьшению заряда его слоев и, как следствие, к уменьшению силы взаимодействия между слоями; в межслоевые пространства минерала с трехэтажной решеткой проникала вода, и его межплоскостное расстояние увеличивалось до 14,2—14 Å. В результате возникал диоктаэдрический минерал с трехэтажной решеткой, способный изменять межплоскостное расстояние при различных обработках — увеличивать это расстояние до 17,7—17,6 Å при насыщении глицерином и сокращать до 10—9,5 Å при прокаливании.

У образовавшегося разбухающего минерала отрицательный заряд трехэтажной решетки все еще весьма велик. Об этом свидетельствует его способность фиксировать калий в межслоевых пространствах, в результате чего межплоскостное расстояние сокращается до 10,2—9,8 Å; после насыщения калием этот минерал уже не увеличивает межплоскостное расстояние при обработке глицерином. Такое поведение новообразовавшегося минерала показывает, что в его тетраэдрических сетках весьма значительная часть Si все еще изоморфно замещена Al. Подобные свойства данного

минерала позволяют определить его как бейделлит. Однако, как будет видно дальше, в бейделлите верхнеплиоценовых пепловых туфов, в отличие от бейделлита, описанного Уейром и Грин-Келли (Weir, Green-Kelly, 1962), изоморфные замещения присутствуют не только в тетраэдрах, но также и в октаэдрах.

Высокая способность бейделлита верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района фиксировать калий и является доказательством того, что 10 Å минерал, из которого образовался бейделлит, не содержит в межслоевых пространствах существенных количеств калия. Однако некоторое незначительное количество калия иногда, по-видимому, все же содержится в межслоевых пространствах 10 Å минерала и образующегося из него бейделлита. На это, возможно, указывает сокращение в некоторых случаях межплоскостного расстояния бейделлита после прокаливания только до 10 Å, а не до 9,6—9,5 Å, как у минералов с трехэтажной решеткой, не содержащих в межслоевых пространствах калия.

Образовавшийся бейделлит в начальные моменты своего существования плохо окристаллизован, на что указывает малое число отражений *hkl* на рентгенограммах. Присутствующий совместно с бейделлитом 10 Å минерал окристаллизован уже лучше, чем раньше, что подтверждается большим количеством рефлексов на рентгенограммах. Подобное соотношение наблюдается в тонких фракциях пепловых туфов II группы, в которых основная часть вулканического стекла все еще не разложена.

Непрерывно поступавший в иловые воды из вулканического стекла кремний продолжал вытеснять алюминий из тетраэдрических сеток бейделлита до тех пор, пока полностью (или почти полностью) не замещал его. Замещение алюминия кремнием в тетраэдрах приводит к столь значительному снижению общего отрицательного заряда слоев разбухающего минерала с трехэтажной решеткой, что он продолжает увеличивать межплоскостное расстояние и после насыщения калием. Иначе говоря, в результате этого процесса бейделлит преобразовывался в монтмориллонит.

Из изложенного видно, что бейделлит является метастабильным образованием, существующим в узком интервале условий. С одной стороны, в среде, содержащей кремнезем, происходит вытеснение кремнием алюминия из тетраэдров, в результате чего бейделлит переходит в монтмориллонит, с другой — в среде, содержащей калий, бейделлит фиксирует его в межслоевых пространствах, переходя в состояние, близкое (или тождественное ?) гидрослюде. Эта метастабильность бейделлита обусловлена наличием у него некомпенсированного отрицательного заряда слоев.

Монтмориллонит, в отличие от минералов, возникших ранее, присутствует не в виде самостоятельной фазы, а образует неупорядоченное чередование с бейделлитом. Количество слоев монтмориллонита в этом смешанно-слоистом образовании возрастает по мере увеличения интенсивности постседиментационных изменений пеплового материала от 40—50% в пепловых туфах II группы до более чем 90% в пепловых туфах IV группы. В этом же направлении улучшается окристаллизованность этой смешанно-слоистой фазы, о чем свидетельствует как увеличение общего числа линий на рентгенограммах, так и их более четкий характер.

Таким образом, в ряду 10 Å минерал — бейделлит — монтмориллонит отмечается стремление минералов перейти от форм с большим отрицательным зарядом решетки к формам с меньшим отрицательным зарядом. Иначе говоря, минералы стремятся перестроиться так, чтобы заряд их решетки как можно ближе был к нейтральному.

Однако даже в пепловых туфах с очень сильно измененным пепловым материалом в тонких фракциях наряду с монтмориллонитом присутствует значительное количество бейделлита, несмотря на то, что, как показывает

химический анализ, в этих фракциях содержится вулканическое стекло, которое могло дать кремний, необходимый для перехода бейделлита в монтмориллонит. Кроме того, присутствие пепловых туфов с менее сильно измененным пепловым материалом, в которых формирование минералов, образующихся при разложении вулканического стекла, остановилось на более ранних стадиях, показывает, что процесс преобразования верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района в монтмориллонитовые глины в результате каких-то причин был прерван.

В предыдущей главе было показано, что во вмещающих пепловые туфы нормально-осадочных породах эпигенетические минералы практически отсутствуют. Это дает основание заключить, что и в пепловых туфах эпигенетическое минералообразование не имело сколько-нибудь существенного развития. Следовательно, образование глинистых минералов, возникающих за счет разложения вулканического стекла, произошло в диагенетическую стадию. Такой вывод о времени преобразования пеплового материала находится в соответствии с общепринятыми представлениями. Скорее всего прекращение процесса преобразования вулканического стекла в направлении монтмориллонитообразования в прослоях верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района было обусловлено их выходом из зоны диагенеза, т. е. из зоны активного водообмена в результате погружения на большие глубины под толщей накапливающихся осадков.

Примером, иллюстрирующим полноту переработки пеплового материала, могут служить бентонитовые глины Огланлинского месторождения. Межплоскостное расстояние этих глин после прокаливания равно 9,5 Å, а при насыщении глицерином фиксируется целочисленная серия базальных рефлексов от $d_{(001)}$ = 17,6 Å (табл. 32). После насыщения этих глин калием содержание K_2O в них возрастает с 0,20 до 2,78%. Межплоскостное расстояние насыщенного калием огланлинского бентонита после прокаливания равно 10,2 Å, что свидетельствует о том, что калий не только сорбирован боковой поверхностью глинистых частиц, но также проник и в межслоевое пространство. Однако после обработки этих насыщенных калием глин глицерином на рентгенограмме по-прежнему наблюдается целочисленная серия отражений от межплоскостного расстояния 17,6 Å, указывающая, что процесс монтмориллонитообразования завершен полностью.

Как показали многочисленные исследования (Ross, Hendricks, 1945; Ross, 1960), в диоктаэдрическом монтмориллоните бентонитовых глин часть Al в октаэдрах обычно изоморфно замещена в основном Mg (а также Fe^{+2}, Fe^{+3} и, возможно, ионами некоторых других металлов). В верхнеплиоценовых пепловых туфах Прибалханского района большее количество Mg содержится в тех их разновидностях, которые более интенсивно переработаны в диагенезе. Это позволяет заключить, что по мере развития процесса формирования минералов, образующихся в результате разложения вулканического стекла этих туфов, в октаэдрах минералов с трехэтажной решеткой возрастало количество Mg, изоморфно замещающего Al.

Таким образом, в процессе стадийного минералообразования при разложении вулканического стекла, при переходе одного новообразованного минерала в другой (например, бейделлита в монтмориллонит, 10 Å минерала в бейделлит и т. д.) постоянно происходило вытеснение алюминия: из тетраэдров — кремнием, из октаэдров — магнием (и, возможно, некоторыми другими ионами). Освободившийся алюминий, вступая во взаимодействие с иловой водой и содержащимся в ней кремнеземом, вновь давал начало описанному ряду стадийных минералов. Этим и объясняется скорее всего постоянное присутствие в тонких фракциях пепловых туфов минералов предшествующих стадий преобразования.

Таблица 32

Расчет рентгенограммы огланлинского бентонита

Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный		Обработанный K_2CO_3			
				Ориентированный, насыщенный глицерином		Ориентированный, прокаленный	
J	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å	*J*	*d*, Å
10	17,6	—	—	10	17,6	—	—
—	—	—	—	—	—	9	10,2
—	—	8	9,5	—	—	—	—
5	8,8	—	—	8	8,9	—	—
—	—	1	6,5	—	—	—	—
3	5,8	1	5,8	3	5,8	—	—
—	—	3	4,7	—	—	1	4,9
5	4,49	3	4,48	8	4,49	8	4,38
9	4,01	10	4,03	7	4,01	10	4,01
—	—	1	3,81	—	—	—	—
4	3,52	—	—	6	3,46	—	—
0,5	3,34	1	3,33	1	3,32	5	3,26
0,5	3,15	5	3,16	—	—	1 р.	3,12
3	2,94	1	3,00	2	2,98	2	2,99
0,5	2,81	1	2,84	—	—	1	2,83
3	2,57	1	2,56	5	2,57	6	2,55
5	2,457	4	2,480	3	2,452	4	2,457
—	—	—	—	2	2,337	3	2,347
—	—	1	2,243		2,230	—	—
2	2,203	—	—	2 ш.		2	2,212
1	2,116	1	2,120		2,081	1	2,116
—	—	2	2,029	—	—	—	—
0,5	2,004	—	—	—	—	1	2,011
2	1,969	—	—	3	1,936	—	—
—	—	2	1,908	—	—	1	1,874
1	1,804	—	—	—	—	—	—
0,5	1,761	—	—	—	—	—	—
4	1,687	1	1,687	4	1,687	3	1,680
3	1,602	1	1,617	1	1,600	3	1,615
—	—	—	—	—	—	1	1,532
5	1,488	4	1,490	6	1,488	6	1,487
2	1,426	1	1,436	—	—	—	—
2	1,367	1	1,356	—	—	—	—

В тонких фракциях пепловых туфов с очень сильно измененным пепловым материалом часто присутствует небольшое количество смешанно-слоистой фазы, представленной неупорядоченным чередованием слоев монтмориллонита и разбухающего хлорита. А. Г. Коссовская, В. А. Дриц и В. А. Александрова (1963) показали, что подобное смешанно-слоистое образование может возникнуть в результате изменения биотита в диагенезе и начальном эпигенезе. Низкое содержание биотита в крупных фракциях пепловых туфов с очень сильно измененным пепловым материалом как будто указывает, что присутствующее в их тонких фракциях смешанно-слоистое образование, разбухающий хлорит — монтмориллонит, возникло в результате изменения этого минерала. Однако такому заключению противоречит полное отсутствие в тонких фракциях всех пепловых

туфов хлорита, который обязательно должен был бы появиться при изменении биотита еще до образования указанной смешанно-слоистой фазы. Поэтому возникновение этого образования, как нам кажется, может быть объяснено иначе.

Как указывалось выше, пепловые туфы с очень сильно измененным пепловым материалом, по-видимому, с самого начала содержали повышенное количество магния. Если изоморфно заместив допустимое количество алюминия в октаэдрах возникающих диоктаэдрических минералов с трехэтажной решеткой, магний оставался еще в избытке, начиналось формирование бруситоподобных слоев в межслоевых пространствах разбухающих минералов. Этому способствовало также вытеснение из тетраэдров алюминия, который мог изоморфно замещать магний в бруситоподобных слоях формирующегося хлорита. Однако окончательное выяснение происхождения этого образования требует дальнейших исследований.

Для верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района, содержащих весьма большое количество кремнезема, характерно полное отсутствие кристаллических форм SiO_2 как в крупных, так и в тонких фракциях.

Как показали Окамото, Окура и Гото (Okamota, Okura, Goto, 1957), разные формы растворенного в воде кремнезема по-разному осаждаются алюминием. Известно, что кремнезем растворяется в воде, образуя истинный раствор только до определенной концентрации, которая называется «растворимостью аморфного кремнезема»; оставшийся кремнезем обнаруживает стремление к полимеризации и образованию коллоидного раствора. Если для осаждения молекулярно диспергированного кремнезема необходимо довольно большое количество Al, то для осаждения коллоидального кремнезема достаточно его микроколичеств; так, например, 1 *мг* алюминия может осадить около 40 *мг* коллоидального кремнезема.

В иловых водах, пропитывавших пепловые прослои, кремнезем, поступавший в них из вулканического стекла, мог существовать скорее всего лишь в молекулярно диспергированном виде. Как только в растворах появлялся коллоидальный кремнезем, он сейчас же осаждался алюминием, выделяющимся из решеток минералов при их стадийных переходах. Что касается молекулярно диспергированного кремнезема, то он частично также осаждался алюминием, а частично мигрировал за пределы пеплового пласта. Окремнение приконтактовых зон пород, вмещающих мощные пласты бентонитовых глин (Grim, 1953), по-видимому, объясняется осаждением здесь молекулярно диспергированного кремнезема, мигрировавшего из пластов вулканического пепла. Вероятно, в процессе диагенетического преобразования верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района какая-то часть кремнезема также мигрировала за пределы их прослоев. Однако ввиду их малой мощности обнаружить окремнение вмещающих пород не удалось.

По-видимому, до тех пор, пока минералы, образующиеся при разложении вулканического стекла, не будут полностью (или почти полностью) представлены разновидностями, решетки которых не способны освобождать алюминий, кремнезем не может выделиться в виде кристаллической фазы. Отсутствие кристаллических форм кремнезема в верхнеплиоценовых пепловых туфах Прибалханского района объясняется скорее всего тем, что в них среди новообразованных минералов значительную часть составляют такие, в которых содержание Al в тетраэдрах, способного вытесняться кремнием, весьма велико. Если же после завершения процесса монтмориллонитообразования, когда все новообразованные минералы будут представлены преимущественно разновидностями, неспособными выделить из решеток алюминий, останется еще кремнезем, то, вероятно, лишь тогда он сможет выделяться в виде самостоятельной фазы, которая в дальнейшем может перейти в кристаллическую, например, в кристобалит, присутствие

которого иногда отмечается в бентонитовых глинах (Grim, 1953). Так как в процессе монтмориллонитообразования часть кремнезема мигрирует за пределы пласта пепла, то для того чтобы кремнезема хватило для завершения этого процесса, а тем более для выделения его в виде самостоятельной фазы, необходим его избыток в исходном пепловом материале; в противном случае процесс стадийного формирования минералов может не дойти до образования монтмориллонита, прервавшись на более ранних стадиях.

В результате проведенных исследований выявлены основные закономерности преобразования пеплового материала и формирования минералов тонких фракций верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района.

Преобразование пеплового материала в монтмориллонитовые глины происходило в диагенетическую стадию в условиях низкой растворимости глинозема и более высокой — кремнезема. Интенсивность превращения вулканического стекла в монтмориллонит находится в прямой зависимости от содержания в пепловом материале магния.

В процессе диагенетического преобразования вулканического стекла образуется ряд стадийных минералов, в начале которого располагаются разности, наиболее богатые алюминием, а в конце — с минимальным его содержанием. Последовательность выделения стадийных минералов следующая: гидроокислы алюминия — аллофан — бескалиевый 10 Å минерал — бейделлит — монтмориллонит. В виде побочных продуктов формируется 7 Å минерал с двухэтажной решеткой и, возможно, небольшое количество гидрослюды. В ряду минералов с трехэтажной решеткой отмечается стремление к переходу в формы с зарядом, наиболее близким к нейтральному.

Состав формирующихся минералов при диагенетическом преобразовании пеплового материала зависит от его исходного химического и минералогического состава. Для полноты завершения процесса преобразования в монтмориллонит необходим избыток кремнезема в вулканическом стекле. Полнота завершения процесса преобразования вулканического стекла в монтмориллонит зависит от длительности пребывания осадка в зоне диагенеза.

Глава VII

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ АКЧАГЫЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛХАНСКОГО РАЙОНА

Единство ассоциации терригенных минералов отложений красноцветной толщи и акчагыльского яруса Прибалханского района свидетельствует о единстве источников обломочного материала, поступавшего сюда в плиоценовое время. Геологическая изученность Туркмении позволяет удобнее проследить пути транспортировки этого материала в среднеплиоценовое время. Кроме того, многие особенности геологического развития Туркмении в акчагыльское время легче понять, зная некоторые характерные черты палеогеографической обстановки территории, занятой впоследствии акчагыльским морем. Поэтому, прежде чем перейти к рассмотрению условий формирования отложений акчагыльского яруса Прибалханского района, коротко остановимся на палеогеографической обстановке территории Закаспия в непосредственно предшествовавшее трансгрессии акчагыльского моря время.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ТЕРРИТОРИИ ТУРКМЕНИИ В ПРЕДАКЧАГЫЛЬСКОЕ ВРЕМЯ

В конце миоценового — начале плиоценового времени была окончательно сформирована складчатая структура Большого Балхана и Куба-Дага, которые примаялись к эпипалеозойской платформе и позднее претерпевали лишь дизъюнктивные дислокации и, может быть, общее воздымание. В Копет-Даге в результате орогенических движений, начавшихся еще в сарматское время и продолжавшихся до начала плиоценового времени включительно, были сформированы основные элементы современной складчатой структуры (Луппов, 1952, 1956, 1963).

Согласно Н. Н. Луппову (1963), после регрессии сарматского моря большая часть территории Закаспия уже не покрывалась морскими водами и на ней происходило накопление континентальных осадков или совершались процессы денудации. Морские отложения мэотиса и представленного только нижним подъярусом понта развиты лишь на Мангышлаке и Устюрте, большие участки которых, однако, не покрывались водами этих морей. Литологический состав отложений мэотиса и понта этих областей и его однообразие свидетельствуют о равнинном характере этого участка земной поверхности, а также об отсутствии здесь в это время ясно выраженных процессов рельефообразования. В расположенных к югу от Устюрта равнинных пространствах Туркмении были более благоприятные условия для формирования расчлененного рельефа. Однако амплитуда этого расчленения все же невелика и, по-видимому, не превышает первых десятков метров.

Основная причина слабого развития процессов рельефообразования, в конце миоценового и в начале плиоценового времени на территории Закаспия, по мнению Н. П. Луппова, заключалась в высоком положении базиса эрозии — уровня послесарматских морей, который все время до середины понтического века находился значительно выше современного уровня Каспия. Интенсификации процессов рельефообразования в послесарматское время на непокрывавшейся морскими водами равнинной части Туркмении препятствовала также относительная близость к воздымавшимся на юге горным хребтам (Копет-Даг, Паропамиз и др.), откуда происходил интенсивный снос обломочного материала. Это приводило к тому, что на значительной части площади равнин Туркмении в мэотическое и понтическое время преобладающая роль принадлежала процессам аккумуляции (накопление заунгузской свиты).

Особенно интенсивное развитие процессы аккумуляции получили у подножия горных сооружений, где происходило накопление шлейфа делювиально-пролювиальных отложений. В Предпаропамизской области в это время отлагалась нижняя часть эсенбайской свиты, а в Предгиссарской — нижняя часть гузарской свиты, имеющих, согласно Г. И. Амурскому, Д. М. Мильштейну и Л. Н. Смирнову (1961), аллювиально-пролювиальное происхождение. В предгорной полосе к северу от Копетдагских гор происходило накопление нижней части делювиально-пролювиальных отложений казганчайской свиты (Луппов, 1963), а у северных отрогов Западного Копет-Дага — нижней части делювиально-пролювиальной торонглинской свиты (Али-заде, 1953). Значительное развитие процессы аккумуляции получили также у подножия Кубадаг — Большебалханского горного сооружения, где происходило накопление делювиально-пролювиальных отложений кюрянынской свиты, возраст которой определяется как верхнемиоценовый — нижнеплиоценовый (Луппов, 1963).

Более интенсивные процессы формирования расчлененного рельефа, очевидно, протекали только в горных областях, где в послесарматское время усилились восходящие движения и воздымавшиеся горные хребты подвергались эрозионному расчленению (Луппов, 1963).

В несколько особых условиях, как полагает Н. П. Луппов, находилась в начале плиоценового времени юго-западная часть Туркмении, в пределах которой (Прибалханский район) также установлено присутствие понтических отложений. Преимущественно глинистый характер понтических осадков и непостоянная, местами весьма значительная их мощность (до 450—500 *м*) показывают, по его мнению, что накопление осадков происходило, очевидно, в уже формировавшейся тектонической депрессии, хотя последняя еще не достигла полного развития, характерного для послепонтического времени.

В конце понтического времени поднятие Кавказа привело к отделению Каспийского бассейна от Черноморского. Дальнейшее формирование Кавказского горного сооружения сопровождалось параллельным развитием краевых и межгорных впадин. В результате глубоких погружений в области Южнокаспийской впадины понтическое море начало быстро понижать свой уровень, сокращаясь в размерах. А. Л. Яншин (1953) считает, что понижение уровня моря было обусловлено не только тектоническими причинами, но также и климатическими — климат бассейна Каспия в это время, по его мнению, был сухим (хотя и не аридным) и несомненно более жарким, чем в настоящее время; в сочетании с тектоническими явлениями это и привело к понижению уровня Каспия в конце понтического времени. Такого же мнения о причинах понижения уровня понтического моря придерживается и Н. П. Луппов (1963). Е. Е. Милановский (1963) считает, что понижение уровня Каспийского водоема в конце понтического века было вызвано главным образом резким усилением погружений в пределах Южнокаспийской впадины.

К началу среднего плиоцена (к началу века отложения продуктивной толщи Азербайджана и красноцветной толщи Туркмении) уровень моря в Южнокаспийской впадине, по мнению А. Л. Яншина (1953), располагался значительно ниже уровня Мирового океана. Н. П. Луппов (1963) считает, что он был на две-три сотни метров ниже современного. Е. Е. Милановский (1963) на основании анализа соотношения залегания отложений акчагыльского и балаханского возраста в Среднем Поволжье пришел к заключению, что уровень среднеплиоценового (балаханского) бассейна в Южном Каспии лежал, очевидно, на абсолютных отметках 500—600 *м* ниже нуля[1].

Столь значительное понижение уровня явилось стимулом энергичного врезания всей эрозионной сети, для которой базисом служило Каспийское море (Яншин, 1953). В результате реки, стекавшие в этот бассейн, выработали ложбины весьма значительной глубины. Так, по данным Е. Е. Милановского (1963), величина переуглубления ложбины Палео-Волги (или Палео-Камы) составляет на левобережье Средней Волги, восточнее и северо-восточнее Саратова 300—350 *м*, постепенно уменьшаясь к северу от Куйбышева, к низовьям Камы, до 200 и далее до 100 *м* и возрастая к югу, к месту выхода Палео-Волги в Прикаспийскую впадину до 500—600 *м*. Ложбина выполнена пресноводной песчано-глинистой кинельской свитой, сменяющейся вверху отложениями с «морской» фауной акчагыльского бассейна (здесь несколько опресненного по сравнению с более южными районами). Аналогичное предакчагыльское переуглубление и ингрессивное залегание акчагыла отмечается в долине р. Урала, где мощность выполняющих древнюю ложбину осадков достигает 400 *м*. Очень глубокие предакчагыльские эрозионные врезы, заполненные впоследствии морскими отложениями акчагыла или его континентальными аналогами, мощностью до нескольких сотен метров, установлены в многочисленных горных долинах Большого и Малого Кавказа (Милановский, 1963).

Глубокие эрозионные ложбины, выработанные реками, стекавшими в среднеплиоценовое время в балханский бассейн, присутствуют и в Закаспии. Одной из таких рек, протекавшей по территории Туркмении в среднеплиоценовое время, была Палео-Аму-Дарья с ее притоками, бравшими начало в сооружениях Памиро-Алайской горной ситемы и на Паропамизе, уже сформированных в это время в высокие горные цепи.

Наличие эрозионной ложбины Палео-Аму-Дарьи установлено бурением на профиле Ашхабад — Серный завод в районе пос. Ербент (Блискавка, 1963). Ложе и борта этого эрозионного вреза, глубиной около 700 *м* и шириной около 50 *км*, сложены меловыми, палеогеновыми и миоценовыми породами. Заполнен врез отложениями ербентской свиты и акчагыльского яруса. Ербентская свита, мощностью до 520 *м*, сложена песками, алевритами и глинами с прослоями конгломератов осадочных пород. Характерной особенностью свиты является полное отсутствие в ней макрофаунистических остатков в коренном залегании. На отложениях ербентской свиты без видимых признаков несогласия залегают фаунистически охарактеризованные акчагыльские отложения. А. Г. Блискавка считает, что отложения ербентской свиты имеют раннеакчагыльский возраст или же образовались на рубеже среднего и позднего плиоцена. Время образования эрозионного вреза определяется А. Г. Блискавкой как среднеплиоценовое. Эрозионный врез имеет простирание, близкое к широтному, и прослежен на расстоянии 100 *км* к западу от Ербента. Аналогичный эрозионный врез глубиной до 600 *м*, выполненный плиоценовыми отложениями, установлен примерно в 240 *км* восточнее, в районе колодца Чашме (Айнемер и др., 1963).

[1] Интересно отметить, что о вероятном расположении уровня балаханского бассейна ниже уровня океана говорил еще в 1940 г. В. П. Колесников (1940).

Глубокие предакчагыльские долины рек Палео-Аму-Дарьи и Палео-Мургаба шириной до 30—50 *км* выявлены в юго-восточной Туркмении (Амурский, Мильштейн, Смирнов, 1961). Долины этих рек, сливавшихся к северу от г. Мары, совпадают с зонами предполагаемых глубинных разломов — Репетекского и Мургабского. В осевых частях среднеплиоценовых долин подошва заполняющего их комплекса лежит на отметках до минус 700 *м* и ниже, а на водоразделах коренные породы ложа поднимаются выше 0 *м*, а местами даже выходят на поверхность. Таким образом, амплитуда высот поверхности субстрата в древних долинах и на водоразделах достигает 700—800 *м*, а местами даже 1000—1100 *м*. К востоку и юго-востоку (вверх по долинам) она уменьшается.

В долине Палео-Мургаба на разных горизонтах мела, палеогена, миоцена и низов плиоцена залегает тахтабазарская свита аллювиального происхождения, сложенная алевритами с прослоями песчаников, гравелитов и глин мощностью до 200—400 *м*. Вне древней долины эта свита отсутствует. Выше лежат морские глинисто-алевритовые отложения акчагыла мощностью до 200 *м* и более. Эти морские отложения распространены местами и вне древней долины, на древних водоразделах, но здесь их мощность в два с лишним раза меньше. Выше морского акчагыла в древних долинах присутствуют континентальные осадки верхнего плиоцена и плейстоцена мощностью более 600 *м*.

Под эрозионными долинами Палео-Аму-Дарьи и Палео-Мургаба геолого-геофизическими исследованиями последних лет установлены две узкие линейные зоны антиклиналей — Репетекская и Байрамалийская (Мильштейн, 1960а, б, в; Амурский и др., 1961; Теплицкий, 1961а, б; Калинин, 1961; Айзберг, Амурский, 1962; Быков и др., 1962; Алиев, Гапеев и др., 1963; Амурский и Дикенштейн, 1963; Гапеев, 1962, 1963а, б; Гапеев и Гейман, 1963 и др.).

Репетекская зона антиклиналей вытянута в направлении, близком к широтному, более чем на 350 *км* от района Келифского Узбоя на востоке до урочища Чешме на западе. Она состоит из цепочки резко выраженных узких антиклиналей, числом более 11. В сводах двух из них (Донгуз-Сырт и Шальгерич-Баба) обнажены верхнеюрские гипсы гаурдакской свиты. В остальных антиклиналях под неоген-четвертичными отложениями, сплошным покровом покрывающими район, обнаружены породы от верхней юры до палеогена. Антиклинали имеют длину от 7 до 35 *км*, ширину от 3 до 10 *км*, высоту по меловым отложениям от 500 до 1600 *м*. Углы падения слоев пород мела в различных складках колеблются от 5—10° до 50—87°. Бурением и сейсморазведкой установлен диапировый характер этих структур, связанный с соляно-гипсовой толщей гаурдакской свиты верхней юры, мощность которой в штоке Репетекской складки, по данным бурения, превышает 2500 *м*, а по материалам сейсморазведки равна немногим более 3000 *м*. Наиболее четко и полно соляная тектоника выявлена на Репетекской антиклинали (Алиев, Гапеев и др., 1963; Гапеев и Гейман, 1963). Интенсивность дислокации к западу от нее убывает. С обеих сторон линии соляных антиклиналей прослеживаются узкие синклинали, которые, по-видимому, являются компенсационными депрессиями, возникшими при образовании соляных структур.

Линейное расположение Репетекской линии соляных антиклиналей, большая ее протяженность, приуроченность к ней в ряде мест зон высоких градиентов силы тяжести, отсутствие в ее пределах сейсмических отражений — все это привело исследователей к предположению о том, что указанной линии соответствует крупный региональный разлом. Его проводят от границы с Афганистаном через Донгуз-Сырт, Репетек и предположительно продолжают далее на запад-северо-запад в Низменные Каракумы. Происхождение описанной линии соляных структур все исследователи связывают с Репетекской зоной разломов и объясняют ее

возникновение движением соли, вызванным смещением слоев по этой зоне разломов.

Почти перпендикулярно к простиранию Репетекской зоны к югу от нее более чем на 120 *км* протягивается Байрамалийская антиклинальная зона. Ее ширина по меловым отложениям примерно 20—25 *км*, высота 300—600 *м*. Углы падения слоев мела на западном крыле равны 3—7°, на восточном — 1—4°. В результате ундуляции шарнира здесь выделяются три антиклинали, наиболее крупной из которых является собственно Байрамалийская. Происхождение складок этой зоны также связывается с крупным разломом — Мургабским. Влияние соляной тектоники в развитии Байрамалийской зоны антиклинальных складок проявилось менее четко, но, по-видимому, она здесь также имела место. Об этом, в частности, свидетельствует наличие сопровождающих складки этой зоны полос компенсационных синклиналей.

По нашему мнению (Гарецкий и Юревич, 1964а, б), происхождение Репетекской зоны соляных антиклиналей связано не с подвижками по одноименному разлому, а было вызвано глубоким эрозионным врезом Палео-Аму-Дарьи. Глубокая эрозионная ложбина Палео-Аму-Дарьи прорезала в юго-восточной Туркмении район наибольшей мощности отложений гаурдакской свиты верхней юры, которая оценивается в 800—900 *м* (Быков и др., 1962). Образование этой ложбины привело к резкому снижению давления на лежащие под ней породы, в частности на соляно-гипсовую толщу верхней юры. В результате этого возникло неравномерное распределение нагрузки на соль, что вызвало ее течение к местам пониженного давления. Соль под эрозионной ложбиной была выжата вверх, приподняла, а местами даже прорвала залегающие на ней породы, образовав соляные антиклинали Репетекской зоны. В связи с оттоком соли в ядра антиклиналей, вдоль них возникли компенсационные синклинали. Такое же происхождение имеют складки Байрамалийской зоны. О их молодом возрасте свидетельствует отсутствие изменений мощностей отложений на крыльях складок и углов падения с глубиной (Ганеев, 1963а). Таким образом, образование соляных антиклиналей Репетекской и Байрамалийской зон вызвано явлениями соляной тектоники, связанными с относительно быстрой разгрузкой в полосах эрозионных размывов. Поскольку последние возникли в среднем плиоцене, постольку и начало роста антиклинальных складок этих зон относится к этому же времени. Местоположение среднеплиоценовых эрозионных ложбин юго-восточной Туркмении, возможно, в какой-то степени контролировалось крупными разломами.

В юго-восточной Туркмении, от Кугитанга до Репетека Палео-Аму-Дарья протекала по району наибольших мощностей и наибольшей чистоты соленосной толщи верхней юры. Здесь-то и возникли наиболее резко выраженные и четкие соляные антиклинали. К западу от Репетека мощность соляно-гипсовой толщи верхней юры значительно уменьшается; в этом же направлении наблюдаются фациальные изменения толщи (выклинивание соли и увеличение прослоев ангидритов). Этим объясняется уменьшение интенсивности Репетекских дислокаций по направлению на запад. Значительно более слабое проявление соляной тектоники в складках Байрамалийской зоны связано с ее расположением в прибортовой части верхнеюрской соленосной формации, где мощность и чистота соли уже уменьшены. Этим же объясняется ослабление интенсивности дислокаций вдоль Байрамалийской зоны с севера на юг.

Судя по данным сейсморазведки, в ряде мест Репетекской зоны в подсолевых отложениях отвечает пологий (6—7°) небольшой амплитуды (до 250 *м*) антиклинальный перегиб (Ганеев, 1963б; Ганеев и Гейман, 1963). Однако не он явился причиной соляной тектоники, так как в юго-восточной Туркмении известны и более крутые антиклинали, но не сопровож-

дающиеся молодыми эрозионными ложбинами, и поэтому не осложненные в верхних горизонтах явлениями соляной тектоники. Также надо отметить, что на юго-востоке Туркмении кроме названных известны другие разломы, над которыми не развиты подобные эрозионные ложбины — эти разломы находятся в областях площадного распространения плиоцен-четвертичных отложений. Такие разломы не вызывают образования соляных антиклиналей, что еще раз подчеркивает основную роль глубоких среднеплиоценовых эрозионных долин в происхождении Репетекской и Байрамалийской зон соляных антиклиналей. Образование диапировых складок могло происходить, при наличии достаточно мощной толщи пластичных пород, и в других местах распространения эрозионных долин, образовавшихся в Закаспии в среднеплиоценовое время.

Таким образом, русло Палео-Аму-Дарьи прослеживается на большом расстоянии (свыше 700 *км*) в пределах восточной Туркмении, где выявлен также крупный ее приток — Палео-Мургаб. Палео-Аму-Дарья принимала здесь еще один крупный приток — Палео-Теджен, эрозионная долина которого хорошо видна на структурной карте поверхности среднеплиоценовых отложений (Амурский и др., 1961). Кроме того, можно предположить также наличие мелких притоков, стекавших с Копет-Дага. Эти притоки скорее всего были типа временных потоков.

Западнее Ербента глубокий предакчагыльский эрозионный врез отмечен к северу от Кизыл-Арвата, где акчагыльские отложения залегают на размытой поверхности мела и палеогена: мощность отложений акчагыльского яруса достигает 500—650 и даже 850 *м* (Абдулаев, 1960; Степанайтыс, 1960; Мирзаханов, 1962а). Это дает основание считать, что в среднеплиоценовое время здесь протекала Палео-Аму-Дарья.

Стекавшие с Копет-Дага на север временные потоки отлагали в среднеплиоценовое время в полосе между Копет-Дагом и руслом Палео-Аму-Дарьи верхнюю часть делювиально-пролювиальных осадков казганчайской свиты (Лупнов, 1963). В Предпаропамизской области в это время накапливалась верхняя часть эсенбайской свиты, а в Предгиссарской области — верхняя часть гузарской свиты (Амурский и др., 1961).

Как указывает А. Л. Яншин, формирование эрозионного рельефа Северного Приаралья также произошло в среднеплиоценовое время. Он считает, что «...как мелкие существовавшие здесь речки, так и система р. Тургая в среднем плиоцене имели сток через территорию теперешнего Аральского моря и равнину Каракумов во впадину Южного Каспия. Поэтому понижение уровня Каспийского моря сказалось здесь так же, как и в бассейне р. Волги» (Яншин, 1953, стр. 622).

В районе дельты Аму-Дарьи акчагыльские и апшеронские отложения залегают во впадинах, врезанных в миоценовые и более древние породы (Грамм, 1958), что позволяет заключить о наличии здесь расчлененного среднеплиоценового рельефа. Согласно Д. А. Туголесову (1955) и Л. И. Копаевичу (1956б), в среднеплиоценовое время в результате энергичного эрозионного расчленения была выработана Сарыкамышская впадина (так же, как и ее чинки). Вдоль средней части долины Узбоя акчагыльские отложения лежат с глубоким размывом на неровной поверхности подстилающих меловых и нижнетретичных пород и прислонены к древнему уступу, выработанному к началу акчагыльского времени; амплитуда этого эрозионного рельфа достигает 400 *м* (Ямнов и Кунин, 1953; Копаевич, 1956а; Эберзин, 1960). Все это позволяет заключить, что древняя река, бравшая начало в Северном Приаралье, протекала через современную впадину Аральского моря и далее к югу через Сарыкамышскую впадину и вдоль русла Узбоя. Как будет показано ниже, эта река, по-видимому, принимала ряд крупных притоков, поэтому в верхнем течении мы называем ее Палео-Тургаем, а в среднем и нижнем — Палео-Узбоем.

О глубине эрозионного вреза Палео-Узбоя в нижнем течении можно до некоторой степени судить по мощности акчагыльских отложений в скважине, пробуренной в 35 *км* восточнее пос. Ясхан (Шевченко, 1960). Вскрытые этой скважиной акчагыльские отложения имеют мощность около 490 *м*; залегают они на континентальных отложениях верхнего миоцена — нижнего плиоцена мощностью 16 *м*, подстилаемых верхнемеловыми отложениями. Таким образом, глубина эрозионного вреза Палео-Узбоя в нижнем его течении весьма значительна. Однако не исключено, что в данном месте в образовании эрозионного вреза принимала участие Палео-Аму-Дарья. Необходимо отметить, что территория Низменных Каракумов к югу от среднего течения Узбоя в геологическом отношении изучена слабо. Залегающие сплошным покровом четвертичные отложения скрывают глубинное строение этого участка Туркмении, что не дает возможности с достаточной достоверностью проследить здесь среднеплиоценовую эрозионную сеть. В западной части Низменных Каракумов, где-то между Кизыларватом и Казанджиком, Палео-Узбой сливался с Палео-Аму-Дарьей.

Русловые отложения еще одной древней реки обнаружены в восточной части северных Каракумов — так называемый халдарский горизонт (Калдаров, 1961). Отложения горизонта врезаны в породы заунгузской свиты верхнемиоценового — нижнеплиоценового возраста; покрывается халдарский горизонт эоловыми песками. Отложения халдарского горизонта прослежены с помощью скважин вдоль западного берега Аму-Дарьи к северо-западу от г. Чарджоу (Животовская, 1963). Горизонт сложен рыхлыми песчаниками и песками от мелко- до крупнозернистых, с содержанием тяжелой фракции до 7%. В последней много гранатов, роговой обманки, пироксенов, обломков (до 3 *мм*) крупных кристаллов биотита, чешуй мусковита, хлорита, эпидотов и рудных. Легкая фракция содержит кварц, кислые, средние, изредка основные плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, апатит, окатанные зерна кальцита и незначительные примеси других минералов. На юге к ним примешиваются тонкие обломки кремнистых пород, эффузивного и метаморфического облика. Наиболее типичным членом халдарского аллювия, как отмечает А. И. Животовская, являются гравелиты и галечники, состоящие из галек гранитоидных, эффузивных, метаморфических пород, афанитовых сланцев, крупнокристаллических известняков, темноцветных аргиллитов, жильного кварца, халцедона — пород, по мнению А. И. Животовской, абсолютно чуждых всему геологическому разрезу Заунгузья и принесенных извне. Мощность отложений халдарского горизонта достигает 40—60 *м*. На основании анализа гранулометрического состава пород горизонта А. И. Животовская пришла к выводу, что режим древнего потока, отложившего эти осадки, был динамичнее режима современной Аму-Дарьи и приближался к режиму горной реки.

Русло, заполненное отложениями халдарского горизонта, начинается непосредственно напротив расположенного на правом берегу Аму-Дарьи окончания р. Зеравшан. Это дает основание считать, что халдарские породы являются аллювиальными отложениями Палео-Зеравшана, протекавшего здесь в среднеплиоценовое время. Судя по простиранию халдарских отложений, Палео-Зеравшан от места пересечения с современной Аму-Дарьей тёк на север, а затем поворачивал на запад, огибая с севера Каракумский свод, и где-то в районе Сарыкамышской впадины впадал в Палео-Узбой. Возраст отложений Палео-Зеравшана (халдарского горизонта), по-видимому, такой же, как ербентской свиты — раннеакчагыльский, либо несколько более древний (рубеж средне- и верхнеплиоценового времени). Относительно небольшая глубина эрозионного вреза Палео-Зеравшана (по сравнению с эрозионным врезом Палео-Аму-Дарьи), возможно, объясняется последующим размывом. Кроме того, следует учиты-

вать, что отложения халдарского горизонта были установлены неглубокими скважинами ручного бурения. Не исключено, что с помощью глубоких скважин будет установлено наличие более мощного эрозионного вреза Палео-Зеравшана.

Можно предположить, что и другие современные крупные реки Средней Азии в среднем плиоцене имели сток в Южнокаспийскую впадину. Из таких крупных рек наиболее вероятно существование Палео-Сыр-Дарьи и Палео-Чу. Однако об эрозионной деятельности этих среднеплиоценовых рек нам пока ничего конкретного не известно.

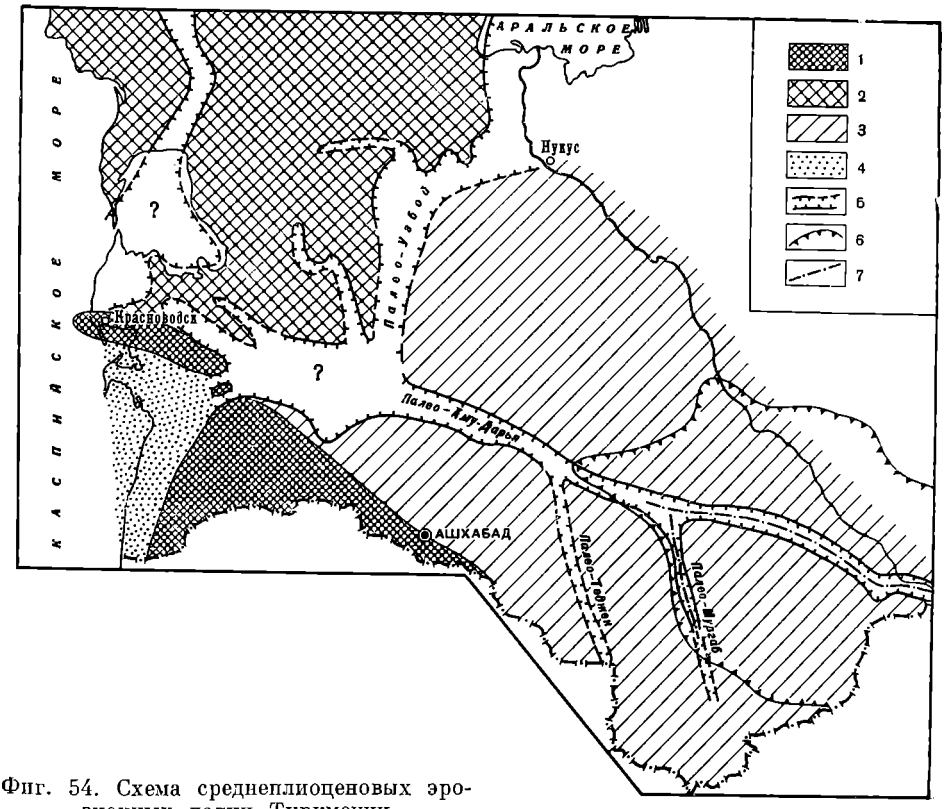
Палео-Узбой принимал также притоки, стекавшие с Устюрта. Эта часть Закаспия в среднеплиоценовое время представляла сложенную крепкими карбонатными породами платообразную поверхность, в значительной части сохранившуюся до настоящего времени. Местами, однако, плато подверглось глубокому расчленению. По мнению Н. П. Луппова (1963), наиболее характерным типом формировавшегося здесь расчлененного рельефа были более или менее глубоко врезанные бессточные впадины; в углублении впадин ведущая роль принадлежала дефляции. Однако, как показал А. Л. Яншин (1953), большинство современных бессточных впадин Северного Приаралья являются остатками среднеплиоценовой эрозионной сети, преобразованной последующими процессами. В расположении наиболее крупных бессточных впадин юго-восточной части Устюрта (Ассаке-Ауданской и Кумсебшен-Карашорской) отмечается весьма характерная особенность — своими восточными и юго-восточными окончаниями они примыкают, а в некотрых случаях даже открываются в сторону русла Палео-Узбоя. Это позволяет сделать заключение, что данные впадины скорее всего также представляют собой переработанные последующими процессами среднеплиоценовые эрозионные долины. К выводу об эрозионном происхождении Ассаке-Ауданской впадины пришел и Л. П. Копаевич (1956а, б), который считает, что основное эрозионное расчленение Устюрта произошло в среднеплиоценовое время. Ведущая роль в образовании Ассаке-Ауданской и Кумсебшен-Карашорской впадин принадлежала скорее всего рекам типа временных потоков. По-видимому, такое же происхождение имеет долина, занятая в настоящее время шором Кемаль-Узбой. Не исключено, что Палео-Узбоя достигали также временные потоки из района Туаркыра.

Наконец еще одна глубокая предакчагыльская эрозионная долина, открывающаяся в сторону Палео-Узбоя, установлена бурением под песками Чильмамедкум (Шевченко, 1959). Здесь в предакчагыльское время подверглись эрозионному размыву породы от альба до миоцена включительно; глубина эрозионного вреза превышает 300 *м*.

Слившиеся Палео-Аму-Дарья и Палео-Узбой выходили в Западно-Туркменскую депрессию по Межбалханскому (между Большим и Малым Балханами) и Данатинскому (между Малым Балханом и Кюрен-Дагом) коридорам (фиг. 54).

Большое развитие в среднеплиоценовое время получили процессы денудации в Западном Копет-Даге, о чем свидетельствует залегание акчагыльских отложений на размытой поверхности мела, палеогена и миоцена. Основную роль в денудационных процессах здесь играли многочисленные временные потоки, выработавшие глубокие эрозионные ложбины, приуроченные к синклинальным понижениям. В результате к концу среднеплиоценового времени в Западном Копет-Даге был выработан сильно расчлененный рельеф. Характер этого рельефа, однако, замаскирован последующими горообразовательными процессами, достигавшими в Копет-Даге значительной силы (Луппов, 1963).

Временные потоки, стекавшие с Западного Копет-Дага в среднем плиоцене, отлагали в предгорной полосе шлейф делювиально-пролювиальных отложений. Так, в северных складках Западного Копет-Дага под ак-



Фиг. 54. Схема среднеплиоценовых эрозионных долин Туркмении

1 — возвышенные части суши с интенсивным эрозионным расчленением; *2* — возвышенные плато и платообразные вершины; *3* — предгорные и низменные области; *4* — область постоянного накопления среднеплиоценовых осадков красноцветной толщи; *5* — эрозионные долины, установленные и предполагаемые; *6* — контур распространения соленосных отложений верхней юры; *7* — оси Репетекской и Байрамалийской зон соляных антиклиналей

чагыльскими отложениями на различных горизонтах мела и палеогена залегают делювиально-пролювиальные отложения торонглинской свиты, мощностью до 100—200 *м*, возраст которой определяется как верхнемиоценовый — среднеплиоценовый (Али-заде, 1953). Ввиду того, что торонглинская свита как по генезису (делювиально-пролювиальному), так и по возрасту (верхнемиоценово-среднеплиоценовому) соответствует казганчайской свите, ей нельзя давать самостоятельное название. Поэтому мы считаем более правильным сохранить для делювиально-пролювиальных отложений, отложившихся у подножия Копет-Дагских гор в течение верхнего миоцена — среднего плиоцена, раннее наименование — казганчайская свита.

Сильному эрозионному расчленению в среднем плиоцене подверглось Кубадаг-Большебалханское горное сооружение. Так, у западного склона Большого Балхана, между Ягман-Дагом и Шахлибуруном, акчагыльские отложения залегают в эрозионной впадине на пролювиальных конгломератах, мощностью около 50 *м*, подстилаемых аргиллитами средней юры (Тиунов, 1961б). Глубокий (около 400 *м*) предакчагыльский эрозионный врез установлен в районе п-ова Дарджа, в котором акчагыльские породы залегают на размытой поверхности юрских и меловых отложений (Мирзаханов и др., 1962). Интенсивно эродировался и северный склон Кубадаг-Большебалханского горного сооружения. В результате глубокой эрозии к началу акчагыльского времени рельеф Большого Балхана был в основном сформирован (Птушкин и др., 1961).

Как показал В. Г. Рихтер (1955), котловина залива Кара-Богаз-Гол и расположенная к северу от нее впадина Карынжарык сформировались в общих чертах в среднеплиоценовое время в виде долины реки, бравшей начало в районах горного Мангышлака и имевшей сток в Южнокаспийскую впадину. Проведенное в последние годы в Прикарабогазье бурение показало, что в среднеплиоценовое время в районе впадины Кара-Богаз-Гол и прилегающей территории Красноводского полуострова и Бекдашского района эрозионному размыву подверглись породы от кюрянынской свиты до мезозойских; глубина эрозионного вреза местами превышает 300 *м* (Смолко, 1961; Куприн и др., 1962; Сырнев, 1962; Ушко и Сырнев, 1962).

Западно-Туркменская депрессия, составляющая часть Южнокаспийской впадины, в среднеплиоценовое время была охвачена значительными опусканиями. Как и в настоящее время, эта депрессия была окаймлена с севера, востока и юга горными возвышенностями. Поверхность Западно-Туркменской депрессии в среднеплиоценовое время была значительно ниже современной и на ее площади в условиях происходивших опусканий накапливалась мощная (более 3000 *м*) толща терригенных осадков — красноцветная толща. Слагающий эту толщу обломочный материал частью сносился с близлежащих гор, но в подавляющей своей массе приносился издалека впадавшей с востока речной системой Палео-Аму-Дарьи и Палео-Узбоя.

О том, что основная масса обломочного материала, слагающего среднеплиоценовую красноцветную толщу Западно-Туркменской депрессии, приносилась реками из далеко расположенных горных сооружений Средней Азии, свидетельствуют, как было показано в главе V, особенности ее минералогического состава — различие ассоциаций терригенных минералов красноцветной толщи и мезокайнозойских пород Туркмении и полное сходство состава терригенных минералов красноцветной толщи и донных осадков Аральского моря, приносимых Аму-Дарьей и Сыр-Дарьей. Таким образом, подтверждается высказанное В. П. Батуриным (1937) утверждение о том, что красноцветная толща Челекена является отложениями древней реки, бравшей начало в горных хребтах Средней Азии [1]. Мнение о том, что красноцветная толща юго-западной Туркмении является отложениями Палео-Аму-Дарьи, высказывал и Б. А. Федорович (1946).

Е. Е. Милановский (1963), основываясь на данных о глубине эрозионного вреза Палео-Волги, пришел к заключению о впадении этой среднеплиоценовой реки в балаханский бассейн в районе Апшеронского полуострова — к тому же выводу, к которому пришел В. П. Батурин (1937), основываясь на чуждом Кавказу минералогическом составе главной части обломочного материала продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Подтверждением того, что основная масса обломочного материала продуктивной толщи Апшеронского полуострова приносилась Палео-Волгой, служат также данные о его возрасте — средний абсолютный возраст песчаного материала продуктивной толщи Апшеронского полуострова в несколько раз больше, чем у продуктивной толщи Кобыстана и красноцветной толщи Туркмении, и приближается к среднему абсолютному возрасту песков из современного аллювия в низовьях Волги (Крылов и др., 1962).

Площадь (соответственно и уровень) среднеплиоценового балаханского бассейна, располагавшегося в Южнокаспийской впадине, в начале его существования была минимальной, а затем в общем (с рядом частных осцилляций) расширилась, достигнув максимума при переходе балаханского водоема к еще более обширному акчагыльскому. Увеличение площади

---

[1] В. П. Батурин называл ее Палео-Узбоем.

балаханского бассейна с течением времени отмечается как в Азербайджане (Хаин, 1950), так и в Западно-Туркменской депрессии, где, как указывает Л. Я. Шварц (1961), по направлению к востоку исчезают отложения нижней части красноцветной толщи, а мощность ее средней части значительно сокращается.

Можно предположить, что в начальные моменты существования балаханского бассейна, когда он располагался в центральной части Южнокаспийской впадины и имел минимальный уровень, втекавшие с востока реки могли эродировать поверхность Западно-Туркменской депрессии, особенно в восточной ее части. В связи с этим интересно отметить, что по данным сейсморазведки (Годин, 1957), в восточной части Прибалханского района, под Келькорским прогибом и на северном борту Прибалханской депрессии, фиксируется поверхность размыва, приблизительно совпадающая с подошвой красноцветной толщи. Вероятно, в данном случае как раз отмечается поверхность эрозионного размыва, произведенного в начале среднего плиоцена Палео-Аму-Дарьей и Палео-Узбоем.

Северная граница распространения отложений среднеплиоценовой красноцветной толщи в Западно-Туркменской депрессии ограничена линией, проходящей от южного подножия Дарджинской погребенной вершины по направлению к юго-западному окончанию Большого Балхана. К этой линии приурочено отмечаемое по данным геофизики крутое погружение мезозойских пород (Годин, 1957). На северо-востоке граница распространения проходит по линии, соединяющей юго-западное окончание Большого Балхана с западным окончанием Малого Балхана и далее к западному погружению хребта Кюрен-Даг (точнее, к восточному окончанию Тузлучайской складки). К западу от этой линии происходит резкое погружение мезозойского комплекса пород. Так, к западу от Малого Балхана мезозойские отложения, по геофизическим данным (Годин, 1957), на расстоянии 7 *км* погружаются на глубину до 3—3,5 *км*. Восточная граница распространения среднеплиоценовой красноцветной толщи Западно-Туркменской депрессии совпадает с линией крутого погружения мезозойских пород, отмечаемое по геофизическим данным. К западу от этой линии, на расстоянии около 10 *км* мощность красноцветной толщи быстро возрастает до 1200—1500 *м* (Ушко, 1962). Восточнее этой линии, в западных отрогах Западного Копет-Дага, под акчагыльскими отложениями на различных горизонтах мела и палеогена залегают делювиально-пролювиальные отложения казганчайской (тороглинской) свиты мощностью до 100—200 *м* (Али-заде, 1953).

Юго-восточная граница распространения среднеплиоценовой красноцветной толщи Западно-Туркменской депрессии совпадает с линией, разграничивающей Кеймир-Чикишлярскую тектоническую область от Аладаг-Мессерианской (Годин, 1957); последняя представляет погребенное окончание Западного Копет-Дага (Семенович, 1960). Вкрест простирания этой линии к востоку происходит региональное выклинивание красноцветной толщи; в 35—50 *км* западнее указанной линии мощность свиты достигает 2500—2700 *м* (Мирзаханов, 1962б). Выклинивание происходит в основном за счет подъема ложа, на котором залегает красноцветная толща.

Отложения красноцветной толщи помимо Западно-Туркменской депрессии распространены еще в двух участках — в Межбалханском и Данатинском коридорах. В Межбалханском коридоре, у южного подножия Большого Балхана на возвышенности Караджа-Даг, акчагыльские отложения залегают на нижнемеловых известняках (Тиунов, 1961б). По данным бурения на балаишемских структурных террасах (расположенных на северном борту восточной части Прибалханской депрессии), на глубине 1330 *м* (скв. 1) и 1884 *м* (скв. 2) вскрыты нижнемеловые отложе-

ния, на которых залегает среднеплиоценовая красноцветная толща, мощностью соответственно 600 и 900 *м*, согласно покрывающаяся морским акчагылом (Шварц и др., 1962; Ушко, 1962). Такое резкое погружение мезозойского ложа, залегание непосредственно на нем среднеплиоценовой красноцветной толщи, а также наличие упомянутого выше размыва, фиксируемого сейсморазведкой у восточного окончания Келькорского прогиба,— все это позволяет заключить, что отмечаемое по геофизическим данным (Годин, 1957) крутое погружение мезозойских пород в Межбалханском коридоре обусловлено наличием здесь глубокого среднеплиоценового эрозионного вреза. Слагающие дно эрозионного вреза меловые породы залегают согласно данным сейсморазведки на глубине 2500 *м* (Птушкин и др., 1961).

Такое же эрозионное происхождение скорее всего имеет отмечаемое по геофизическим данным резкое погружение мезозойских пород в Данатинском коридоре. Эрозионные врезы Межбалханского и Данатинского коридоров образованы в среднеплиоценовое время протекавшими здесь Палео-Аму-Дарьей и Палео-Узбоем.

На северном и южном склонах Данатинского коридора, а также на северном склоне Малого Балхана, в его восточной части, под акчагыльскими отложениями согласно залегает толща до 350 *м* делювиально-пролювиальных отложений казганчайской (торонглинской) свиты; залегает она на различных горизонтах мела и палеогена (Али-заде, 1953). Судя по литологическому составу, можно предположить, что верхняя часть казганчайской свиты здесь местами представлена аллювиальными отложениями.

Заполнение Межбалханского и Данатинского эрозионных врезов осадками красноцветной толщи началось в среднем плиоцене. Как будет показано ниже, верхняя часть красноцветной толщи здесь, по-видимому, имеет уже акчагыльский возраст.

В заключение общего обзора распространения среднеплиоценовой красноцветной толщи юго-западной Туркмении коротко остановимся на одном вопросе, вызывающем до сих пор большие разногласия — на вопросе ее генезиса. По этому поводу высказывались самые разнообразные точки зрения. Не останавливаясь на их рассмотрении, отметим, что красноцветную толщу считали сложенной только бассейновыми отложениями, только отложениями дельты (как надводной, так и подводной) и, наконец, только аллювиальными отложениями.

Как следует из краткого изложения среднеплиоценовой истории развития Западно-Туркменской депрессии, красноцветная толща может содержать в своем составе все перечисленные выше генетические разновидности отложений. Действительно, в начальные моменты существования среднеплиоценового балаханского бассейна, когда он имел минимальные размеры и располагался в центральной части Южнокаспийской впадины, дельты впадавших в него с востока рек располагались в пределах Западно-Туркменской депрессии. По мере увеличения размеров балаханского бассейна дельты этих рек перемещались на восток и накопление дельтовых отложений сменилось накоплением бассейновых отложений. Однако в моменты, когда скорость накопления осадков опережала скорость прогибания депрессии, накопление бассейновых осадков сменялось накоплением аллювиальных отложений. Такие явления могли происходить неоднократно. В частности, такое опережение имело место, по-видимому, в конце среднеплиоценового времени, что фиксируется по наличию в глинах верхней части красноцветной толщи трещин усыхания и следов капель дождя. Следовательно, среднеплиоценовая, красноцветная толща Западно-Туркменской депрессии является сложным полифациальным образованием — она состоит из бассейновых, дельтовых и аллювиальных отложений. К сожалению, надежные критерии, позволяющие различать в ней отложения перечисленного генезиса, до сих пор не выработаны.

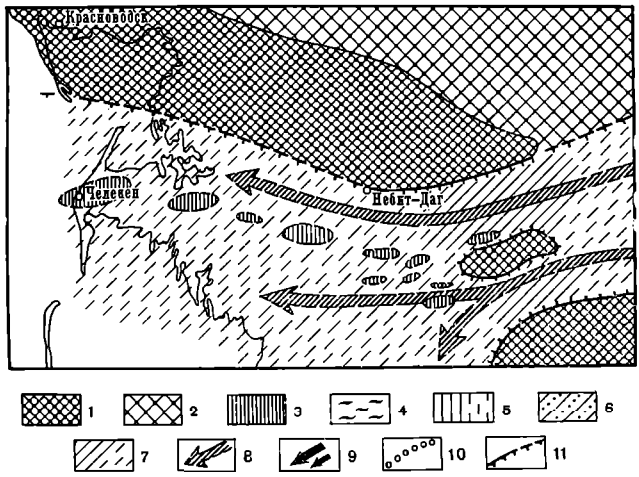
На фациальную обстановку накопления осадков красноцветной толщи большое влияние оказывали колебания уровня балаханского бассейна, обусловленные тектоническим развитием Южнокаспийской впадины. Повышение уровня балаханского бассейна отодвигало дельты рек в сторону суши, понижение — наоборот, вызывало выдвижение дельт в сторону бассейна. Соответственно с колебаниями изменялся фациальный (и гранулометрический) состав отлагавшихся осадков. При этом, поскольку балаханский бассейн не имел связи с океаном, направление изменений фациального (и гранулометрического) состава, обусловленное колебаниями уровня этого бассейна, вызванными тектоническим развитием Южнокаспийской впадины в целом, происходило однозначно на всей его площади. Этим скорее всего и объясняется сопоставимость разрезов красноцветной толщи Западно-Туркменской депрессии с разрезами продуктивной толщи Апшеронского полуострова (Шварц, 1960б, 1961).

К концу среднеплиоценового времени балаханский бассейн скорее всего не выходил за пределы Южнокаспийской впадины (включая Западно-Туркменскую и Куринскую депрессии), а его уровень был выше уровня океана. Об этом свидетельствует, с одной стороны, продолжавшееся до конца среднего плиоцена поступление в районы Апшеронского полуострова с севера минералогически зрелого обломочного материала, приносившегося Палео-Волгой (Батурин, 1937; Шутов, 1961). С другой стороны, на низкий уровень балаханского бассейна в конце его существования указывает отсутствие среднеплиоценовых отложений в эрозионных впадинах как Красноводского полуострова, так и Дарджинского эрозионного вреза (глубиной около 400 *м*) — даже наиболее глубокие части этих среднеплиоценовых эрозионных долин располагались выше уровня балаханского бассейна.

Климатические условия среднеплиоценового времени в Закаспии, определяемые как по литологическому составу пород балаханского яруса, так и по остаткам флоры, единодушно трактуются исследователями как обстановка жаркого, а по мнению некоторых авторов, даже пустынного климата (Андрусов, 1923; Колесников, 1940; Яншин, 1953; Али-заде, 1961; Луппов, 1963). Такой вывод о климатических условиях территории Закаспия в среднем плиоцене на первый взгляд находится в противоречии с широким развитием здесь в это время процессов эрозии. Однако это противоречие лишь кажущееся. Во-первых, крупные реки, протекавшие через территорию Туркмении в среднем плиоцене (Палео-Аму-Дарья и Палео-Узбой с их крупным притоками), брали свое начало в высоких горных хребтах Памиро-Алая, Тянь-Шаня и Паропамиза. Во-вторых, как показал А. Л. Яншин (1953), глубина эрозионного вреза прежде всего зависит от положения базиса эрозии и в значительно меньшей мере от продолжительности эрозионной деятельности и от водообильности данной речной системы — при крутом профиле эрозионной кривой даже кратковременные ливни экстрааридных областей могут на короткий срок выработать очень глубокие долины. Базис же эрозии среднеплиоценовых рек Закаспия (уровень балаханского бассейна), как говорилось, был очень низким.

Однако, по-видимому, климат на территории Закаспия в среднем плиоцене был более влажным, чем в настоящее время. В пользу такого предположения свидетельствует тот факт, что такие крупные среднеплиоценовые эрозионные долины, как Ассаке-Ауданская и Кумсебшен-Карашорская, в настоящее время являются бессточными впадинами, хотя для них современный базис эрозии является достаточно низким.

В целом среднеплиоценовое время в Закаспии характеризовалось обособлением участков, охваченных более или менее значительными опусканиями, резким снижением уровня бассейна в области Каспия и формированием в незатронутых или относительно мало затронутых опусканиями частях территории глубоко расчлененного рельефа. В это время были



Фиг. 55. Схематическая палеогеографическая карта Прибалханского района к началу акчагыльской трансгрессии. Условные обозначения к фиг. 55, 57—61.

1 — горные сооружения; *2* — невысокая суша; *3* — сводовые части антиклиналей, подвергающиеся разрушению. Акчагыльский бассейн: *4* — область накопления осадков фации МПМ; *5* — области накопления осадков фации МДО, установленные и предполагаемые; *6* — область накопления осадков фации МДЦ. Прочие знаки: *7* — зоны речных долин, установленные и предполагаемые; *8* — направление крупных речных потоков, установленное и предполагаемое; *9* — поступление обломочного материала; *10* — границы фациальных зон; *11* — крутые борта эрозионных долин, установленные и предполагаемые

сформированы основные черты современного макро- и мезорельефа Туркмении, а также и более северных районов Закаспия, конечно, не считая процессов рельефообразования, связанных с более поздними вертикальными и складкообразовательными движениями, охватившими отдельные участки этой территории (Яншин, 1953; Луппов, 1963).

Антиклинальные складки Западно-Туркменской депрессии, как показал Т. В. Шварц (1962), уже существовали ко времени отложения наиболее древних горизонтов красноцветной толщи и продолжали развиваться в течение всего среднеплиоценового времени. К концу среднего плиоцена антиклинальные складки Западно-Туркменской депрессии (в том числе и Прибалханского района) представляли очень пологие поднятия. Так, например, к моменту образования нижней части акчагыльских отложений на Кум-Даге существовала складка с углами падения на крыльях не более 2—3°.

В Прибалханском районе к концу среднего плиоцена скорость накопления осадков красноцветной толщи превысила скорость прогибания депрессии; в результате сводовые части складок оказались выведенными на дневную поверхность. В то время, как сводовые части складок подвергались разрушению, в расположенных к северу и югу от них прогибах — Келькорском и Кизылкумском (которые также уже были выражены в рельефе поверхности красноцветной толщи) — протекавшие реки системы Палео-Аму-Дарьи и Палео-Узбоя продолжали отлагать осадки красноцветной толщи (фиг. 55).

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АКЧАГЫЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В предыдущих разделах работы были охарактеризованы литогенетические типы и фациальный состав акчагыльских отложений и те типы циклов — обстановок осадконакопления, которые они образуют. Для выяснения палеогеографии этих отложений необходимо предварительно выяснить распределение фаций и обстановок осадконакопления в разрезе и на площади.

Как было показано выше, акчагыльские отложения Прибалханского района слагаются из чередующихся в разрезе и на площади трех типов циклов — прибрежно-морских, дельтово-прибрежно-морских и дельтовых. Эти циклы чередуются в определенной последовательности и образуют более крупные отрезки разреза — мезоциклы, каждый из которых представляет соответствующий этап в образовании отложений акчагыльского яруса, а, следовательно, и в истории геологического развития Прибалханской депрессии. Отложения акчагыльского яруса Прибалханского района состоят из трех таких мезоциклов; исключение составляет западная часть района Челекена, где первый и второй мезоциклы сливаются в единый мезоцикл. Для иллюстрации строения мезоциклов составлен схематический фациальный профиль по тем площадям, разрезы которых были нами изучены. Разрезы складок показаны в литогенетических типах, а промежутки между ними — в фациях (фиг. 56).

Первый мезоцикл. Отложения первого мезоцикла в пределах Прибалханского района залегают на породах красноцветной толщи без углового несогласия — повсеместно в обнажающихся частях складок в приконтактовой зоне акчагыльские породы падают под таким же углом, что и породы, их подстилающие. Однако В. В. Семенович (1960) указывает, что на Челекене между этими отложениями существует азимутальное (следовательно, и угловое) несогласие.

При описании разрезов отмечалось, что залегающие в основании акчагыльских отложений пласты имеют волнистую нижнюю поверхность, указывающую на то, что их отложение происходило на неровной поверхности красноцветной толщи. В некоторых случаях (Монжуклы) пески красноцветной толщи в приконтактовой зоне окрашены в ржавые тона гидроокислами железа и огипсованы — образование подобных кор характерно для процессов гипергенеза в условиях аридного климата (Перельман, 1959). Наконец на Монжуклы существуют разрывы, рассекающие породы красноцветной толщи, но не затрагивающие акчагыльские (см. фиг. 4). Перечисленные факты соотношения пород акчагыльского яруса и красноцветной толщи позволяют сделать заключение о наличии в сводовых частях антиклинальных складок перерыва перед накоплением осадков первого акчагыльского мезоцикла.

В западной части Прибалханского района, как уже говорилось, первый мезоцикл не выделяется; он вместе с частью разреза, соответствующей второму мезоциклу, образует единый дельтово-прибрежно-морской мезоцикл мощностью 28,6 *м*. Часть разреза, соответствующая первому мезоциклу, представлена здесь (Челекен) тонко-горизонтально-слоистыми известковыми глинами прибрежной части морского бассейна мощностью около 15 *м*. Глины содержат фауну пелеципод, многочисленные остатки и отпечатки рыб, растительные остатки, в том числе стволы и ветви деревьев. В глинах отмечено присутствие тонких (до 3—5 *мм*) прослоев гипса. Присутствуют до 12 прослоев мощностью от 4—15 *см* до 0,5—2 *см*, а также многочисленные миллиметровые прослои пепловых туфов с очень слабо измененным пепловым материалом. Для этой части разреза первого мезоцикла характерно сильно повышенное содержание циркона, турмалина, группы рутила, магнетита с ильменитом, выветрелых зерен и пониженное — амфиболов и пироксенов.

На западе восточной части Прибалханского района — на Монжуклы — мощность первого мезоцикла возрастает до 32 *м*. Сложен первый мезоцикл одним дельтово-прибрежно-морским циклом. Разрез начинается прослоем тонкослоистого глинистого известняка, сменяющегося выше по разрезу тонко-горизонтально-слоистыми известковыми глинами прибрежной части морского бассейна, переходящими иногда в глинистые алевриты. Глины и глинистые известняки содержат фауну моллюсков, многочисленные отпечатки и остатки рыб, растительные остатки, в том числе крупные стволы

и ветви растений. Присутствует до пяти прослоев, мощностью 0,5—6 *см*, пепловых туфов с сильно и, иногда, очень сильно измененным пепловым материалом. Выше по разрезу глины прибрежной части морского бассейна сменяются бурыми глинами периферической части подводной дельты, на которых с размывом залегают алевриты центральной части подводной дельты. Зернистость алевритов возрастает вверх по разрезу, и они постепенно переходят в пески. Верхняя граница мезоцикла совпадает с наиболее грубозернистыми породами центральной части подводной дельты.

Близкое к описанному строение первый мезоцикл имеет в более восточных участках Прибалханского района, где он также сложен одним дельтово-прибрежно-морским циклом. На Боя-Даге, в отличие от Монжуклы, располагающийся в основании разреза глинистый известняк прибрежной части морского бассейна, фациально замещен глинами с повышенной карбонатностью. В этих глинах, а также залегающих выше известковых глинах прибрежной части морского бассейна, иногда отмечается тонкая волнистая слоистость. В известковых глинах прибрежной части морского бассейна присутствуют многочисленные тонкие (0,5—1 *см*) прослои сингенетичного гипса. Отмечено до пяти прослоев, мощностью 0,3—1,5 *см*, пепловых туфов с очень сильно измененным пепловым материалом. Среди известковых глин прибрежной части морского бассейна, особенно в их верхней части, встречаются маломощные прослои глинистых алевритов и даже алевритов.

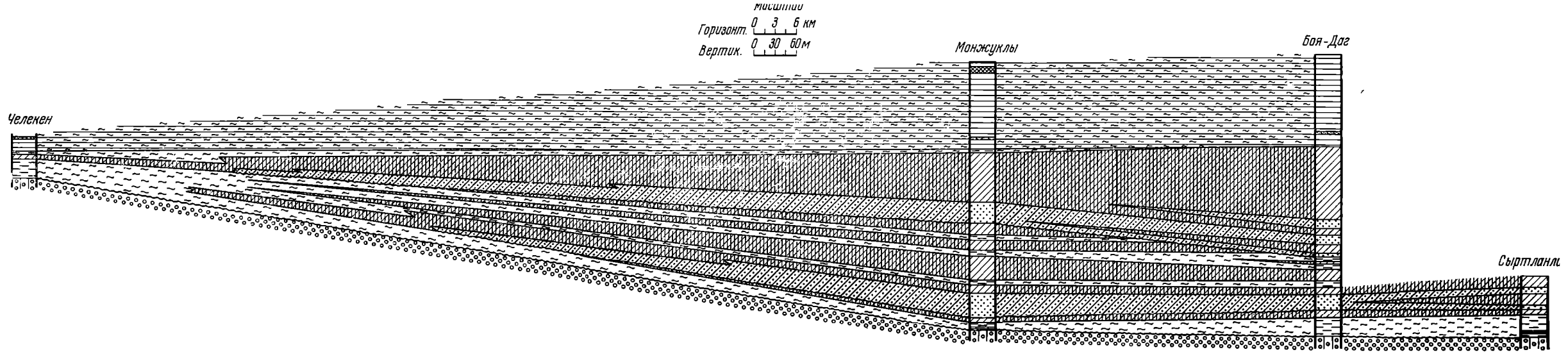
В отличие от Монжуклы и Боя-Дага, на Сыртланли разрез первого мезоцикла начинается известковыми глинами прибрежной части морского бассейна мощностью 5,1 *м*, на которых залегает глинистый известняк, переходящий вверх по разрезу снова в глины прибрежной части морского бассейна. В этой части разреза присутствуют многочисленные прослои сингенетичного гипса, мощность которых доходит иногда до 10 *см*. В глинах прибрежной части морского бассейна регрессивной составляющей мезоцикла отмечено наличие маломощных прослоев песков, которые встречаются и в залегающих выше бурых глинах периферической части подводной дельты. Мощность первого мезоцикла на Боя-Даге и Сыртланли достигает 39—44 *м*.

Глинистые известняки и известковые глины первого мезоцикла Боя-Дага и Сыртланли содержат фауну моллюсков, остракод, чешую и отпечатки рыб. Кроме того, встречаются многочисленные растительные остатки, но, в отличие от расположенных западнее площадей, среди них отсутствуют крупные стволы и ветви деревьев.

В породах фации прибрежной части морского бассейна восточных площадей Прибалханского района — Монжуклы, Боя-Дага и Сыртланли — сильно повышено содержание рутила, магнетита с ильменитом, граната, циркона, турмалина, выветрелых зерен. Кроме того, в этих породах отмечается максимальное для всего изученного разреза содержание амфиболов и пироксенов.

Таким образом, на сводах антиклинальных складок Прибалханского района разрез первого мезоцикла начинается породами максимума трансгрессии, на которых залегают отложения регрессивной части мезоцикла. Несколько ниже будет показано, что полный разрез трансгрессивной части первого мезоцикла присутствует в располагающихся к северу и югу от Прибалханской зоны антиклиналей прогибах — Келькорском и Кизылкумском, а также, возможно, в пониженнях между складками. При этом, если в западной части Прибалханского района первый мезоцикл начинается отложениями подводной дельты, то на востоке в его основании располагаются аллювиальные отложения.

Мощность отложений первого мезоцикла на сводах складок Прибалханского района возрастает с запада на восток. В этом же направлении в разрезе увеличивается роль осадков периферической и центральной частей



Фиг. 56. Схематический фациальный профиль акчагыльских отложений. Условные обозначения см. на фиг. 1

подводной дельты, которые на западе Прибалханского района вообще отсутствуют. Среди пород фации прибрежной части морского бассейна появляются прослои песчано-алевритовых пород, зернистость которых возрастает к востоку от глинистых алевритов на Монжуклы до песков на Сыртланли. Уменьшаются в восточном направлении количество и мощность прослоев пепловых туфов. Для всей территории Прибалханского района характерно повышенное содержание устойчивых минералов и низкое — амфиболов и пироксенов в нижней части мезоцикла, сложенной на востоке отложениями фации прибрежной части морского бассейна.

Второй мезоцикл. На самом западе Прибалханского района, на Челекене, часть разреза, соответствующая второму мезоциклу мощностью около 14 *м*, сложена в основном глинами прибрежной части морского бассейна, на которых располагаются глины периферической части подводной дельты.

На западе восточной части Прибалханского района, на Монжуклы, второй мезоцикл слагается отложениями трех элементарных циклов. Начинается мезоцикл дельтово-прибрежно-морским циклом с отложениями фации МДЦ в основании, мощность цикла 55,6 *м*. Нижняя граница цикла совпадает с наиболее грубозернистыми породами центральной части подводной дельты, представленными алевритовыми песками. Максимуму трансгрессии этого цикла соответствует пласт известковых глин фации прибрежной части морского бассейна мощностью 7,4 *м*. Эти глины содержат многочисленные растительные остатки, а также фауну моллюсков, но не столь обильную, как в отложениях аналогичной фации первого мезоцикла. Венчается цикл бурыми глинами периферической части подводной дельты.

Выше, во втором мезоцикле Монжуклы, расположен прибрежно-морской цикл мощностью 33,1 *м*. Максимуму трансгрессии этого цикла соответствует пласт известковых глин фации прибрежной части морского бассейна мощностью 8,5 *м*. Нижняя и верхняя части цикла сложены бурыми глинами периферической части подводной дельты.

Верхняя часть второго мезоцикла на Монжуклы сложена дельтово-прибрежно-морским циклом с отложениями фации МДО в основании, мощность цикла 32,1 *м*. В основании цикла расположены бурые глины периферической части подводной дельты. Максимуму трансгрессии этого цикла соответствует пласт известковых глин фации прибрежной части морского бассейна мощностью 6,2 *м*. Венчается цикл (и соответственно второй мезоцикл) бурыми глинами периферической части подводной дельты, на которых с размывом залегают песчаные алевриты основания третьего мезоцикла. Общая мощность отложений второго мезоцикла на Монжуклы 120,8 *м*.

К востоку от Монжуклы, на Боя-Даге, второй мезоцикл сложен отложениями двух элементарных циклов. Начинается мезоцикл так же, как и на Монжуклы, дельтово-прибрежно-морским циклом с отложениями фации МДЦ в основании, мощность цикла 47,0 *м*. Максимуму трансгрессии соответствует слой глины фации прибрежной части морского бассейна мощностью 10 *м*, содержащий остатки рыб и растений. Заканчивается цикл бурыми глинами периферической части подводной дельты.

Верхняя часть второго мезоцикла на Боя-Даге сложена дельтово-прибрежно-морским циклом с отложениями фации МДО в основании, мощность цикла 26,0 *м*. В соответствующих максимуму трансгрессии цикла породах фации прибрежной части морского бассейна наряду с глинами существенную роль играют глинистые алевриты и даже алевриты. Среди фауны моллюсков отмечено присутствие дрейссенсий, свидетельствующих об опреснении морских вод, в которых отлагались эти осадки. На породах фации прибрежной части морского бассейна с размывом залегают отложения третьего мезоцикла. Следовательно, дельтово-прибрежно-морской цикл,

венчающий второй мезоцикл, на Боя-Даге представлен морфологической разновидностью — отсутствует в результате размыва его верхняя, регрессивная часть. Общая мощность второго мезоцикла на Боя-Даге равна 73 *м*.

На самом востоке Прибалханского района, на Сыртланли, второй мезоцикл начинается отложениями дельтового цикла, мощностью 23,8 *м*. Залегающие в основании этого цикла породы фации центральной части подводной дельты представлены алевритовыми песками.

Таким образом, во втором мезоцикле с запада на восток происходит уменьшение роли сначала прибрежно-морских, а затем и дельтово-прибрежно-морских обстановок осадконакопления. На востоке Прибалханского района во время отложения осадков нижней части мезоцикла существовала дельтовая обстановка осадконакопления. В этом же направлении сокращается роль пород фации прибрежной части морского бассейна, увеличивается их зернистость, а среди фауны моллюсков, заключенных в этих породах, на востоке появляются дрейссенсии. По составу терригенных минералов породы фации МПМ второго мезоцикла выделяются среди других пород не столь четко, как в первом мезоцикле,— в них не наблюдается такого высокого содержания устойчивых минералов и очень низкого амфиболов и пироксенов.

Третий мезоцикл. На Челекене третий мезоцикл сложен одним прибрежно-морским циклом, регрессивная часть которого расположена в нижнеапшеронских отложениях, выше изученной части разреза. Часть цикла, расположенная в акчагыльских отложениях, мощностью около 7 *м*, сложена известковыми глинами прибрежной части морского бассейна; лишь в основании цикла расположен маломощный прослой бурых глин периферической части подводной дельты.

На Монжуклы мощность отложений третьего мезоцикла возрастает до 130 *м*. На этой складке третий мезоцикл сложен одним дельтово-прибрежно-морским циклом. В цикле присутствует всего один прослой глин фации прибрежной части морского бассейна мощностью 2 *м;* среди фауны моллюсков, содержащихся в этих глинах, присутствуют дрейссенсии, указывающие на опреснение морских вод, в которых отлагались эти осадки. Регрессивная часть цикла, мощностью до 18 *м*, расположенная в нижнеапшеронских отложениях, сложена осадками прибрежно-мелководной части опресненного морского бассейна.

На востоке Прибалханского района, на Боя-Даге, третий мезоцикл сложен исключительно дельтовыми циклами. Отложения фации прибрежной части морского бассейна в третьем мезоцикле на этой складке отсутствуют. Нижняя часть мезоцикла на Боя-Даге сложена двумя элементарными дельтовыми циклами относительно небольшой мощности (по 23—26 *м*). Верхние две трети мезоцикла сложены одним мощным (114 *м*) дельтовым циклом. Регрессивная часть этого цикла, мощностью 19 *м*, расположена уже в нижнеапшеронских отложениях. Общая мощность отложений третьего мезоцикла на Боя-Даге составляет 163 *м*.

В общем в третьем мезоцикле с запада на восток происходит смена обстановок осадконакопления от прибрежно-морских, через дельтово-прибрежно-морские, на дельтовые. В составе отложений, слагающих мезоцикл, в этом направлении уменьшается роль пород фации прибрежной части морского бассейна и увеличивается роль осадков подводной дельты.

Из приведенного обзора строения мезоциклов следует, что каждый из них имеет свою литолого-фациальную характеристику, свое распределение и соотношение фаций и обстановок осадконакопления в разрезе и на площади Прибалханского района. Прежде всего необходимо отметить увеличение общего количества циклов, слагающих разрез акчагыльских отложений, по направлению к востоку от двух на Челекене до пяти на Монжуклы и шести на Боя-Даге.

В целом для акчагыльских отложений Прибалханского района характерно преобладание дельтово-прибрежно-морских обстановок осадконакопления. В общем с запада на восток уменьшается роль пород фации прибрежной части морского бассейна. Так, на Челекене породы этой фации слагают почти весь разрез отложений акчагыльского яруса. Полностью сложены породами фации МПМ акчагыльские отложения п-ова Дарджа. На Монжуклы в разрезе присутствует всего пять прослоев пород фации МПМ, а на Боя-Даге количество прослоев пород этой фации сокращается до четырех. Наоборот, роль отложений подводной дельты — фаций МДО и МДЦ — к востоку увеличивается.

Различия между фациальным составом акчагыльских отложений на западе и на востоке Прибалханского района увеличиваются от нижнего мезоцикла к верхнему. Так, в первом мезоцикле эти различия заключаются главным образом в отсутствие в разрезе Челекена пород фаций МДО и МДЦ, присутствующих восточнее, и в некотором погрубении прослоев песчано-алевритовых пород в этом же направлении. Во втором мезоцикле на востоке Прибалханского района появляются циклы, сложенные осадками подводной дельты. Наконец третий мезоцикл на Боя-Даге уже полностью слагается отложениями подводной дельты, тогда как на Челекене основную его часть слагают морские осадки (МПМ).

Три мезоцикла в разрезе акчагыльских отложений прослеживаются и за пределами Прибалханского района — в Западном Копет-Даге. Здесь в северных районах (Даната, Барслы, Обой, Узек-Даг, Иланды, Эззет-Даг, Ак-Даг и др.) Н. С. Викторова (1959 г.) выделяет в разрезе этих отложений шесть литологических пачек (снизу вверх): I — конгломератовую, II — глинистую, III — песчано-глинистую, IV — глинистую, V — песчано-глинистую, VI — глинистую. Верхние пять пачек параллелизуются Н. С. Викторовой с пятью пачками, выделенными в разрезе акчагыльских отложений Прибалханского района. Даже не располагая данными литолого-фациального анализа, в этом шестичленном делении акчагыльских отложений Западного Копет-Дага можно видеть в общих чертах те же три мезоцикла, что и в акчагыльских отложениях Прибалханского района. Первому из них соответствуют I, II и, возможно, какая-то часть III пачки, второму — III (вся или часть), IV и, возможно, часть V пачки, третьему мезоциклу, представленному, как и в Прибалханском районе только трансгрессивной составляющей,— V (вся или часть) и VI пачки.

Таким образом, три мезоцикла в разрезе акчагыльских отложений прослеживаются на значительной площади Западной Туркмении, отражая определенные этапы развития этой территории.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АКЧАГЫЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

К вопросу об акчагыльской трансгрессии

Быстрое расширение пределов внутреннего Каспийского водоема в акчагыльское время, когда вместо ограниченного по размерам среднеплиоценового (балаханского) бассейна, располагавшегося в основном внутри Южнокаспийской впадины, возник обширный водоем, воды которого распространялись далеко к востоку, западу и северу от Каспийской впадины, представляет собой явление, до сих пор не получившее удовлетворительного объяснения.

Многие исследователи объясняют акчагыльскую трансгрессию прорывом в Каспийскую область вод других бассейнов. Одни из них считают, что эти воды шли с севера, по мнению других воды прорвались из обла-

сти Черного моря, третьи связывают акчагыльскую трансгрессию с вторжением в Каспийскую область вод с юга, со стороны Персидского залива или других связанных с Индийским океаном морей, либо вод внутреннего водоема, располагавшегося на территории Ирана. Однако все эти гипотезы не являются в достаточной степени обоснованными и не могут с полной очевидностью указать место прорыва вод в Каспийскую впадину. Обстоятельное рассмотрение гипотез о причинах акчагыльской трансгрессии приведено в работах К. А. Али-заде (1954), А. А. Али-заде (1961) и Н. П. Луппова (1963), поэтому мы не будем здесь на них останавливаться.

Сравнительно недавно А. А. Али-заде (1961) предложил еще одну гипотезу, объяснявшую трансгрессию акчагыльского моря. Согласно этой гипотезе, на территории Закаспия, начиная с конца сармата и до конца среднего плиоцена, существовал обособленный замкнутый водоем, названный А. А. Али-заде арало-каракумским реликтом среднесарматского моря, в котором сарматская фауна переродилась в акчагыльскую. С началом акчагыльского века в результате опусканий суши, разделявшей арало-каракумский реликт и балаханский бассейн, произошло соединение этих двух водоемов. При этом часть соленых вод арало-каракумского реликта перетекала в Каспийскую впадину. В среднеакчагыльское время арало-каракумский реликт на некоторое время отделился от западной (Каспийской) части акчагыльского бассейна, но затем в верхнеакчагыльское время вновь окончательно соединился с остальной частью бассейна. При этом А. А. Али-заде категорически отрицает возможность притока в Каспийскую впадину вод откуда-то извне (кроме, как из арало-каракумского реликта), необходимых для расширения балаханского бассейна до размеров акчагыльского. Переток вод из арало-каракумского реликта в Каспийскую область, по мнению А. А. Али-заде, происходил через «...депрессионные участки, располагавшиеся в южной части реликта, а именно синклинальные структуры — Данатинская, Балханская и Чальмамедкумская» (Али-заде, 1961, стр. 284).

В свете изложенной выше среднеплиоценовой истории территории Туркмении совершенно очевидно, что «реликтовый» бассейн А. А. Али-заде в это время здесь никак не мог существовать. В среднем плиоцене территория Туркмении подвергалась интенсивной денудации, а в местах, где, согласно А. А. Али-заде, располагался арало-каракумский реликт, протекали крупные реки.

Не подтверждают существование арало-каракумского реликта и условия залегания акчагыльских отложений на площади, которая, согласно А. А. Али-заде, была занята этим бассейном. В самом деле, если бы арало-каракумский реликт действительно существовал, то в месте его расположения мы должны были бы встретить непрерывный разрез отложений от среднесарматских до акчагыльских, содержащих характерную морскую фауну, отражающую постепенный переход одного бассейна в другой. Ничего подобного в действительности не наблюдается. Так, в Предкопетдагском предгорном прогибе морские акчагыльские отложения залегают на породах казганчайской свиты (Судо, 1961; Мирзаханов, 1962а) — на делювиально-пролювиальных отложениях, не содержащих фаунистических остатков. Подстилается казганчайская свита морскими сарматскими отложениями. Севернее, на южном склоне Каракумского свода Туранской платформы, акчагыльские отложения залегают на размытой поверхности пород от миоценовых до верхнемеловых и только в Ербентском эрозионном врезе согласно подстилаются отложениями ербентской свиты, не содержащей фаунистических остатков (Блискавка, 1963). В районе Таджена акчагыльские отложения также подстилаются породами казганчайской свиты (Вальбе и Смирнов, 1963). Таким образом, совершенно очевидно, что в Предкопетдагском прогибе нет никаких

отложений гипотетического арало-каракумского реликта. Для северной области распространения арало-каракумского реликта А. А. Али-заде также не установлено подстилания акчагыльских отложений осадками этого реликта. Как было показано выше, здесь акчагыльские (и апшеронские) отложения залегают на сильно размытой поверхности более древних пород. Правда, нам ничего не известно об акчагыльских отложениях территории, занятой Аральским морем, но вряд ли можно ожидать встретить здесь осадки арало-каракумского реликта, поскольку, как уже говорилось, в среднем плиоцене через его территорию протекали крупные реки. Таким образом, для арало-каракумского реликта на территории Закаспия просто не остается места.

Кроме того, из гипотезы А. А. Али-заде следует, что в Прибалханский район соленые воды акчагыльского морского бассейна проникали с востока. Однако литолого-фациальный состав акчагыльских отложений вполне определенно свидетельствует, что с востока в этот район происходил приток пресных вод.

Однако, если, не взирая на приведенные факты, все же допустить возможность существования арало-каракумского реликта, то весьма несложные подсчеты, основанные на данных самого А. А. Али-заде, показывают, что количество воды, содержащейся в этом гипотетическом бассейне, не могло обеспечить перехода балаханского бассейна в акчагыльский. В самом деле, согласно гипотезе А. А. Али-заде (1961), количество воды, заключенное в акчагыльском бассейне, должно равняться сумме вод балаханского и арало-каракумского бассейнов. Определим количество воды, которое могли вмещать эти бассейны. Для этого необходимо знать площади их акваторий и средние глубины, которые мы будем брать по данным самого А. А. Али-заде.

Акчагыльский бассейн. Согласно палеогеографической карте А. А. Али-заде этот бассейн в верхнеакчагыльское время занимал площадь 1 600 000 *км*^{2}. По мнению А. А. Али-заде, «... можно предположить, что средняя глубина бассейна в эпоху формирования нижнего и среднего акчагыла была равна 150 *м*, а среднего акчагыла — 25 *м*» (Али-заде, 1961, стр. 126). Примем среднюю глубину верхнеакчагыльского бассейна равной 150 *м*. По-видимому, эта величина близка к действительной, так как средняя глубина современного Каспийского моря приближается к 180 *м*[1]. При таких условиях объем воды акчагыльского бассейна составит 1 600 000 *км*^{2} $\times$ 0,15 *км* = 240 $\cdot$ 10^3 *км*^{3}.

Балаханский бассейн. Согласно А. А. Али-заде, этот бассейн занимал площадь[2] 920 000 *км*^{2}. В действительности балаханский бассейн занимал скорее всего гораздо меньшую площадь, так как А. А. Али-заде включил в его контур районы северного Кавказа и Поволжья, где среднеплиоценовые (?) отложения, покрываемые морским акчагылом, залегают в эрозионных речных долинах и скорее всего имеют аллювиальное происхождение. Однако, как уже говорилось, в данном случае мы будем оперировать величинами, приводимыми А. А. Али-заде.

Как пишет А. А. Али-заде: «... к моменту перетока воды с акчагыльской фауной из Арало-Каракумского реликта в Каспий в последнем существовал Балаханский бассейн, глубина которого не превышала нескольких десятков метров» (там же, стр. 257). Конкретную величину глубины балаханского бассейна А. А. Али-заде не указывает. Выше мы

---

[1] Данные о средних и максимальных глубинах Каспийского и Аральского морей взяты из Большой Советской Энциклопедии (изд. 2).

[2] Границы балаханского бассейна показаны А. А. Али-заде на двух чертежах (там же, фиг. 74 и 86), причем его контуры на этих чертежах существенно отличаются. Нами определена площадь в границах, указанных на фиг. 86, где балаханский бассейн имеет большие размеры.

отмечали, что для среднеакчагыльского бассейна А. А. Али-заде определяет среднюю глубину в 25 *м*. Примем такую же глубину и для балаханского бассейна в конце его существования. В таком случае объем воды, заключенной в балаханском бассейне к концу среднего плиоцена, составлял 920 000 $км^2 \times 0{,}025$ $км = 23 \cdot 10^3$ $км^3$.

Арало-каракумский реликт. Согласно А. А. Али-заде, этот бассейн занимал площадь 240 000 $км^2$. О глубине этого бассейна в предакчагыльское время А. А. Али-заде ничего не говорит. В акчагыльское время, по мнению А. А. Али-заде, «исходя из литофаций и состава фауны, можно предположить, что в Арало-Каракумском реликте глубина водоема не превышала 200 *м*» (там же, стр. 257). Для современного Каспийского и Аральского морей средние глубины составляют около $^1/_5$ от максимальных. Исходя из этого, мы можем принять среднюю глубину арало-каракумского реликта в акчагыльское время равной 40 *м*. Примем предположение, что и перед соединением этого бассейна с балаханским его средняя глубина также равнялась 40 *м*. Ниже мы покажем, что даже значительное (в несколько раз) увеличение этой величины не может повлиять на выводы, вытекающие из этих подсчетов. При средней глубине 40 *м* объем воды, заключенной в арало-каракумском реликте перед его соединением с балаханским бассейном, составит 240 000 $км^2 \times 0{,}04$ $км = 9{,}6 \cdot 10^3 \approx 10 \cdot 10^3$ $км^3$.

Из приведенных подсчетов видно, что количество воды, содержащееся в балаханском и арало-каракумском бассейнах, в сумме составляет всего $\frac{23 \cdot 10^3 \div 10 \cdot 10^3}{240 \cdot 10^3} \cdot 100 = 14\%$ от количества воды, заключенной в акчагыльском бассейне, а количество воды, содержащееся в арало-каракумском реликте, составляет всего $\frac{10 \cdot 10^3}{240 \cdot 10^3 \div 24 \cdot 10^3} \cdot 100 = 4{,}6 \approx 5\%$ от количества воды, необходимого для перехода балаханского бассейна в акчагыльский.

Таким образом, опираясь на данные о параметрах акчагыльского, балаханского и арало-каракумского бассейнов, приводимые А. А. Али-заде, мы приходим к выводу, что первый из них не мог образоваться только в результате слияния двух других. Несложный подсчет показывает, что для того, чтобы в арало-каракумском реликте содержалось необходимое для перехода балаханского бассейна в акчагыльский количество воды, этот реликт должен был бы иметь следующие параметры: а) при средней глубине арало-каракумского реликта 40 *м*, его площадь должна быть равной $\frac{240 \cdot 10^3 \div 23 \cdot 10^3}{0{,}04} = 5425\,000$ $км^2$, т. е. более, чем в 3 (!) раза большей, чем акчагыльского бассейна в границах, указываемых А. А. Али-заде; б) при площади реликта в границах, указываемых А. А. Али-заде, его средняя глубина должна быть равной $\frac{240 \cdot 10^3 \div 23 \cdot 10^3}{240 \cdot 10^3} = 0{,}904$ $км \approx 900$ *м* (!). Несостоятельность таких допущений очевидна и вряд ли требует пояснений. Приведенные подсчеты показывают, что предложенная А. А. Али-заде гипотеза, объясняющая причины акчагыльской трансгрессии, является необоснованной.

Недавно Н. П. Луппов (1963) высказал предположение, что трансгрессия акчагыльского моря могла быть вызвана явлением, обратным тому, которое имело место в конце понтического времени, т. е. процессами энергичного поднятия дна Южнокаспийской впадины, в результате чего воды бассейна из Каспия широко разлились по окружающей территории. Н. П. Луппов считает возможным допустить, что воды располагавшегося в Каспийской области среднеплиоценового бассейна имели высокую соленость. По его мнению, заслуживает внимания предположение М. М. Жукова (1946), поддержанное П. В. Федоровым (1959а), о воз-

можном формировании акчагыльской фауны в пределах среднеплиоценового Каспийского (балаханского) водоема. Как считают эти исследователи, комплекс фауны среднеплиоценового балаханского бассейна нигде не обнаружен, за исключением прибрежных сильно опресненных впадавшими реками участков на юго-западе Туркмении и на Апшероне. Несколько ниже будет показано, что, согласно нашим данным, в Прибалханском районе воды моря в начале акчагыльского времени были гораздо более солеными, чем в последующем. Это может служить в известной мере подтверждением точки зрения о высокой солености вод балаханского бассейна, разливавшихся из Южнокаспийской впадины.

Таким образом, вопрос о причинах акчагыльской трансгрессии до сих пор окончательно не решен. Однако совершенно очевидно, что уровень акчагыльского моря располагался значительно выше уровня балаханского бассейна. В результате подъема уровня акчагыльское море распространилось далеко к северу, западу и востоку от Каспийской впадины. При этом распространение акчагыльского моря в значительной степени контролировалось рельефом, созданным к началу этой трансгрессии. Так, в Поволжье акчагыльское море ингрессировало в долины не только главных, но даже второстепенных и третьестепенных притоков Волги и Урала (Яншин, 1953).

Климатические условия территории Туркмении в акчагыльское время устанавливаются достаточно определенно. Отложения акчагыльского яруса содержат прослои гипса в Прибалханском районе, районе Шорджа на западном окончании Малого Балхана (Берг, 1929б); в Западном Копет-Даге с акчагыльскими отложениями связано месторождение тенардита, мирабилита и поваренной соли Узун-Су (Никшич, 1932а). Кроме того, акчагыльским отложениям Туркмении свойственна высокая карбонатность, сочетающаяся с их пестроцветностью. Все это, согласно Н. М. Страхову (1960, 1962), позволяет сделать заключение о существовании в пределах Туркмении в акчагыльское время аридных климатических условий. Об аридном климате свидетельствует также комплекс пыльцы и спор, присутствующий в породах акчагыла. Как указывает С. Н. Колядный (1960), большая часть растений, пыльца и споры которых обнаружены в акчагыльских отложениях Монжуклы, входит в состав современных растительных сообществ пустынь Средней Азии. Вывод об аридном климате Туркмении в акчагыльское время согласуется с палеогеографическими построениями Н. М. Страхова (1960), согласно которым в неогеновое время эта территория входила в северную аридную зону.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ АКЧАГЫЛЬСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБАЛХАНСКОГО РАЙОНА

Соотношение зон седиментации и палеогеографических обстановок иллюстрируется шестью составленными автором схематическими палеогеографическими картами — по две на каждый мезоцикл (см. фиг. 55, 57—61). Первые из них отображают начало трансгрессии акчагыльского бассейна для отдельных отрезков времени, а вторые — конец трансгрессии — начало регрессии. Обстановка, существовавшая в Прибалханском районе к началу акчагыльской трансгрессии, показана на фиг. 55. Сведения о начальных моментах трансгрессии акчагыльского моря на территории Прибалханского района отсутствуют. Поэтому говорить о палеогеографической обстановке этого времени мы можем лишь на основании косвенных данных. Судя по тому, что на сводах большинства антиклиналей разрез акчагыльских отложений начинается с осадков, характеризующих максимум трансгрессии первого мезоцикла, акчагыльское море вначале ингрессировало в Келькорский и Кизылкумский прогибы; сводовые

части складок морем не покрывались и выступали над его поверхностью. По-видимому, в начальные моменты трансгрессии акчагыльское море в Прибалханском районе не распространялось за пределы крутого склона северного борта Западно-Туркменской депрессии.

Ингрессировавшее акчагыльское море отодвигало на восток устья среднеплиоценовой речной системы Палео-Аму-Дарьи — Палео-Узбоя. В начальные моменты трансгрессии существовало положение, когда в Келькорском и Кизылкумском прогибах на западе уже располагался акчагыльский бассейн, в котором происходило накопление осадков периферической части подводной дельты, а на востоке Прибалханского района продолжалось накопление аллювиальных осадков красноцветной толщи. Из этого следует, что верхняя часть разреза красноцветной толщи в Межбалханском и Данатинском коридорах имеет акчагыльский возраст.

Вследствие повышения уровня моря в начале акчагыльского времени сносившийся ранее в Западно-Туркменскую депрессию с окружавших ее горных сооружений обломочный материал стал накапливаться в пониженных частях многочисленных эрозионных долин, возникших в этих сооружениях в предакчагыльское время, образуя толщу делювиально-пролювиальных осадков. Так, в наиболее глубокой части Дарджинского эрозионного вреза в основании акчагыльских отложений располагается конгломерат мощностью 3—4 *м*, тогда как на северном борту вреза акчагыльские отложения залегают на породах ложа без базального конгломерата (Мирзаханов и др., 1962).

Происходило накопление делювиально-пролювиальных осадков в эрозионных врезах у подножия Большого Балхана. В эрозионной долине между Ягман-Дагом и Шахли-Буруном под акчагыльскими отложениями развиты конгломераты, мощностью около 50 *м*. У южного и восточного окончаний Большого Балхана морские акчагыльские отложения также залегают на делювиально-пролювиальных конгломератах и гравелитах (Тиунов, 1961б).

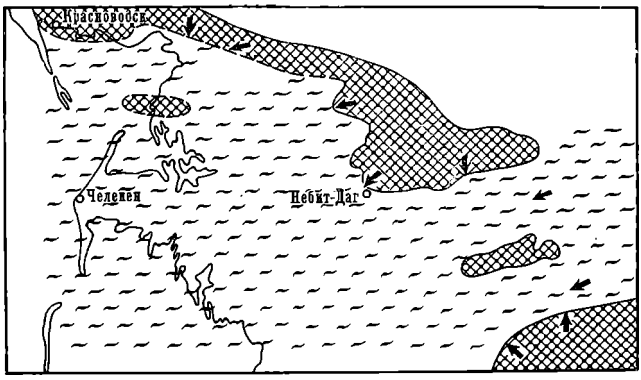
Делювиально-пролювиальные отложения накапливались в начальные моменты акчагыльского времени и в Западном Копет-Даге. Как отмечает Н. С. Викторова (1959 г.), в северных районах Западного Копет-Дага под зеленоватыми листоватыми глинами, параллелизуемыми ею с аналогичными глинами основания I пачки акчагыльских отложений Прибалханского района, располагается конгломератовая пачка, выполняющая углубления предакчагыльского рельефа. Возможно, раннеакчагыльский возраст имеет красноцветная толща мощностью 60—100 *м* Аладаг-Мессерианской тектонической области, залегающая под акчагыльскими отложениями в синклинальных понижениях на породах различного возраста (от меловых до сарматских), сложенная гравелитами, конгломератами, сильно песчанистыми глинами и глинистыми песчаниками, глинистыми алевритами и песчаниками серых, желтовато-серых и коричневых тонов (Мирзаханов, 1962б).

Таким образом, для начальных моментов акчагыльского времени характерно накопление делювиально-пролювиальных осадков в предакчагыльских эрозионных долинах горных сооружений, обрамлявших Западно-Туркменскую депрессию. Однако не исключено, что какая-то часть этих делювиально-пролювиальных толщ отложилась в предакчагыльское время.

Естественно допустить, что часть обломочного материала, сносившегося с Кубадаг-Большебалханской суши и хребтов Западного Копет-Дага, поступала в Прибалханский участок акчагыльского моря. Это могло найти отражение в погрубении акчагыльских осадков в прибортовых частях Западно-Туркменской депрессии и, в частности, вдоль ее северного борта.

Продолжавшаяся трансгрессия акчагыльского моря отодвинула устья речной системы за пределы Прибалханского района. В зависимости от гипсометрического положения сводов складок море покрыло их в различное время. Так, из-за более низкого расположения свода Сыртланлинской складки накопление осадков фации прибрежной части морского бассейна здесь началось раньше, чем на сводах Боядагской и Монжуклинской складок.

Продолжавшееся повышение уровня привело к тому, что сводовые части всех складок Прибалханского района были покрыты морем и на них, так же как и на остальной территории Прибалханского района, началось накопление известняково-глинистых осадков прибрежной части морского бассейна (фиг. 57). С этого момента море не покидало Прибалханский район в течение всего акчагыльского времени.



Фиг. 57. Схематическая палеогеографическая карта акчагыльских отложений Прибалханского района. Максимум трансгрессии первого мезоцикла. Условные обозначения см. на фиг. 55

В результате значительного повышения уровня акчагыльское море ингрессировало в эрозионные долины обрамлявших Прибалханский район Кубадаг-Большебалханского горного сооружения и Западного Копет-Дага, где началось накопление осадков, содержащих характерную акчагыльскую морскую фауну. В самых прибрежных участках этих эрозионных долин отлагались грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, пески), также содержащие морскую фауну пелеципод. К сожалению, отсутствие данных литолого-фациального анализа отложений, залегающих в эрозионных ложбинах, не дает возможности проследить распространение акчагыльского моря в этих участках в течение всего акчагыльского времени.

Как следует из изложенного, полный разрез трансгрессивной части первого акчагыльского мезоцикла находится в Келькорском и Кизылкумском прогибах, в которые вначале ингрессировало акчагыльское море. При этом, если на западе в этих прогибах разрез акчагыльского яруса начинается осадками центральной части подводной дельты, то на востоке синхроничные породы представлены аллювиальными осадками красноцветной толщи, которые выше сменяются осадками центральной части подводной дельты.

По направлению к сводовым частям складок отложения трансгрессивной части первого акчагыльского мезоцикла выклиниваются и на сводах представлены только лишь известняково-глинистыми осадками прибрежной части морского бассейна (МПМ) максимума трансгрессии.

По-видимому, ко времени максимума трансгрессии первого мезоцикла акчагыльское море распространилось далеко за пределы Прибалханского района. Поступление обломочного материала, приносившегося в Прибалханский район Палео-Аму-Дарьей и Палео-Узбоем, в это время сильно сократилось и было минимальным за все акчагыльское время. Об этом свидетельствует, во-первых, сильно возросшая роль в породах, отложившихся во время максимума трансгрессии первого мезоцикла, минералов, поступление которых связано с разрушением окружающей Прибалханский район суши — столь высокое содержание этих минералов не наблюдается нигде выше в разрезе акчагыльских отложений. Во-вторых, на ослабление приноса реками обломочного материала указывает накопление на востоке Прибалханского района мощных прослоев пород фации известняково-глинистых осадков прибрежной части морского бассейна, среди которых встречаются даже глинистые известняки, отлагавшиеся в моменты минимального поступления разбавляющего терригенного материала. Нигде выше по разрезу столь мощные прослои пород фации МПМ и тем более глинистые известняки не встречаются. Все это указывает на то, что во время максимума трансгрессии первого акчагыльского мезоцикла поступление пресных вод в Прибалханский район было наименьшим за все акчагыльское время.

В это время произошло отложение пеплового материала, принесенного воздушными потоками из районов Кавказа или Эльбурса. Слабая динамика вод акчагыльского моря в Прибалханском районе позволила пепловому материалу спокойно осадиться на его дно и образовать прослои пепловых туфов.

Тот факт, что в Прибалханском районе в известняково-глинистых осадках прибрежной части морского бассейна максимума трансгрессии первого мезоцикла фауна моллюсков представлена редкими мелкими, носящими угнетенный характер формами ограниченного числа видов, указывает на неблагоприятные условия для жизни этих организмов. С другой стороны, для жизни рыб во время отложения этих осадков условия оказались исключительно благоприятными, о чем свидетельствуют многочисленные их остатки.

Во время отложения осадков фации прибрежной части морского бассейна (МПМ) в Прибалханском участке акчагыльского моря пышно расцвела флора водорослей, остатки которых в большом количестве присутствуют в породах данной фации. В зарослях водорослей, по-видимому, хорошо развивался планктон, служивший пищей для рыб из отряда сельдевых, что и создавало благоприятные условия для их жизни. Отмершие водоросли и планктон, опустившись на дно, подвергались разложению, в ходе которого потреблялся растворенный в воде кислород. В результате содержание кислорода в придонном слое воды значительно понизилось, что, вероятно, и мешало хорошему развитию здесь донной фауны моллюсков. Однако, несмотря на неблагоприятные условия, эти животные, хотя и в угнетенном виде, все же существовали, что вполне определенно показывает на отсутствие сероводородного заражения придонного слоя воды.

Присутствие остатков насекомых в породах фации известняково-глинистых осадков прибрежной части морского бассейна объясняется, вероятно, тем, что насекомые обитали на водорослях, плававших на поверхности моря. Не совсем ясно происхождение в породах данной фации крупных остатков деревьев. Естественно предположить, что деревья могли приноситься в Прибалханский участок реками, впадавшими в акчагыльское море на востоке. Однако территория Закаспия в акчагыльское время характеризовалась аридными климатическими условиями, и трудно допустить, чтобы здесь могли произрастать в большом количестве крупные деревья. Кроме того, в случае приноса деревьев реками их остатки

должны были бы встречаться и в осадках периферической и центральной частей подводной дельты; однако в отложениях этих фаций остатки деревьев не обнаружены. Возможно, это объясняется тем, что для того чтобы крупный ствол дерева пропитался водой и затонул, требуется время, за которое он выносился далеко в море. С другой стороны, возможно, что в бедных органикой осадках подводной дельты древесные остатки полностью разложились. Наконец исключительная приуроченность остатков деревьев к породам фации МПМ и их пространственное распространение (наибольшее количество крупных стволов и ветвей отмечено на Челекене, меньше — на Монжуклы; на Боя-Даге и Сыртланли крупные остатки деревьев не обнаружены) позволяет предположить, что эти деревья могли быть принесены течениями откуда-то с запада. Факты переноса деревьев морскими течениями на многие сотни и даже тысячи километров от места их прозрастания хорошо известны для настоящего времени.

Наличие прослоев сингенетичного гипса в породах фации прибрежной части морского бассейна максимума трансгрессии первого мезоцикла позволяет подойти к определению солености вод акчагыльского моря в Прибалханском районе в это время. Переход от карбонатной стадии к сульфатной в океанической воде происходит при солености около 15%. Однако, если морская вода обогащена сульфатами (под влиянием речного стока), садка гипса начинается уже при меньших величинах солености. Так, в Черном море гипс начинает садиться при солености около 9%, в Каспийском — около 5%, а в Аральском — даже при 3—4% (Страхов и др., 1954; Страхов, 1957).

Акчагыльский бассейн был водоемом замкнутым, внутриконтинентальным, в который впадало много крупных рек, и его воды были значительно обогащены сульфатами. Как указывают А. А. Иванов и Ю. Ф. Левицкий (1960), преобладание в соляной залежи Узун-Су (Западный Копет-Даг) сульфатов позволяет думать, что соляной бассейн питался водами, обогащенными ионом SO_4'', и что состав воды питавшего бассейна (т. е. акчагыльского моря) был близок к современному составу воды Каспийского моря. Это позволяет заключить, что в Прибалханском участке акчагыльского моря во время максимума трансгрессии первого мезоцикла соленость морских вод достигала 5%. Небольшая мощность прослоев гипса указывает, что соленость морских вод при их отложении не поднималась много выше этой величины.

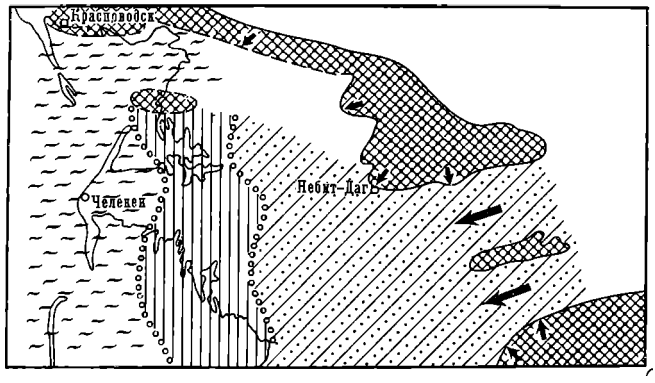
После отложения на всей территории Прибалханского района известняково-глинистых осадков фации прибрежной части морского бассейна усилилось поступление сюда пресных вод и соответственно приносимого ими с Памиро-Алая и Паропамиза обломочного материала. По-видимому, это усиление было вызвано понижением уровня акчагыльского моря. В результате в восточной части Прибалханского района началось накопление глинистых осадков периферической части подводной дельты, слагающих верхнюю часть I пачки. Опреснение вод и, по-видимому, их высокая мутность создали неблагоприятные условия для жизни морских организмов в этой части Прибалханского участка акчагыльского моря. Этим скорее всего и объясняется отсутствие характерной морской фауны в отложениях подводной дельты этого района.

Еще большее усиление поступления пресных вод обусловило выдвижение в Прибалханский район с востока центральной части подводной дельты, песчано-алевритовые осадки которой слагают верхнюю часть разреза первого мезоцикла (низы II пачки). При этом воды, привносившие песчано-алевритовый материал, размыли верхнюю часть залегающих ниже отложений периферической части подводной дельты.

К концу первого мезоцикла в восточной половине Прибалханского района располагалась область накопления песчано-алевритовых осадков центральной части подводной дельты. В районе Челекена в это время

продолжалось накопление глинистых осадков прибрежной части морского бассейна. В районе Котурдепе располагалась зона отложения промежуточных осадков — глинистых осадков периферической части подводной дельты (фиг. 58).

Можно предположить, что в результате понижения базиса эрозии в это время усилился снос обломочного материала в Прибалханский участок акчагыльского моря с прилегающих горных сооружений. Однако количество этого материала было неизмеримо мало по сравнению с возросшей массой



Фиг. 58. Схематическая палеогеографическая карта акчагыльских отложений Прибалханского района. Максимум регрессии первого мезоцикла. Условные обозначения см. на фиг. 55

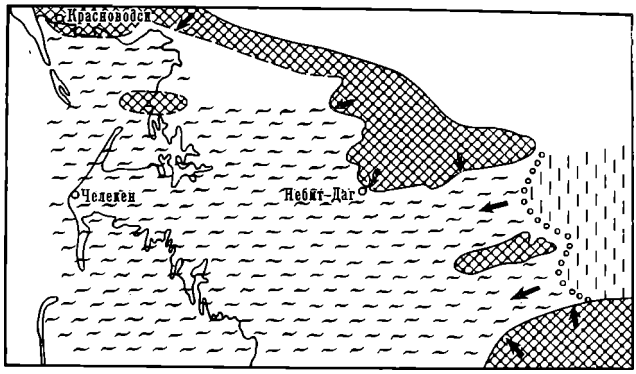
терригенного материала, приносившегося сюда реками из районов Памиро-Алая и Паропамиза. Поэтому осадки фаций подводной дельты имеют такой же состав терригенных минералов, что и отложения красноцветной толщи.

Начало второго мезоцикла в Прибалханском районе ознаменовалось перемещением фациальных зон осадконакопления к востоку. В это время отчетливо проявились различия в обстановках осадконакопления на площади района. Так, нижняя часть разреза второго мезоцикла на Челекене сложена исключительно глинистыми осадками фации прибрежной части морского бассейна. На Монжуклы и Боя-Даге нижняя часть разреза второго мезоцикла сложена осадками дельтово-прибрежно-морских циклов, а на Сыртланли — осадками дельтового цикла. Маломощные прослои глинистых осадков фации прибрежной части морского бассейна нижней части второго мезоцикла не распространяются восточнее Боя-Дага.

Во время максимума трансгрессии второго мезоцикла в Прибалханском участке акчагыльского моря вновь широкое распространение получила область отложения глинистых осадков фации прибрежной части морского бассейна (фиг. 59). Однако в отличие от максимума трансгрессии первого мезоцикла, осадки, отложившиеся во время максимума трансгрессии второго мезоцикла, характеризуются рядом специфических признаков: среди них совершенно отсутствуют глинистые известняки и прослои гипса, на востоке в их составе появляются алевриты; фауна пелеципод в них встречается гораздо реже и представлена меньшим количеством видов (а на Боя-Даге в ее составе появляются дрейссенсии); роль обломочных минералов, происхождение которых связывается с разрушением близлежащих горных сооружений, в этих породах значительно понижена. Все это указывает, что трансгрессия акчагыльского моря в это время была меньшей, чем в первом мезоцикле; устье древней реки было удалено от Прибалханского района не так далеко, как во время максимума трансгрессии первого мезо-

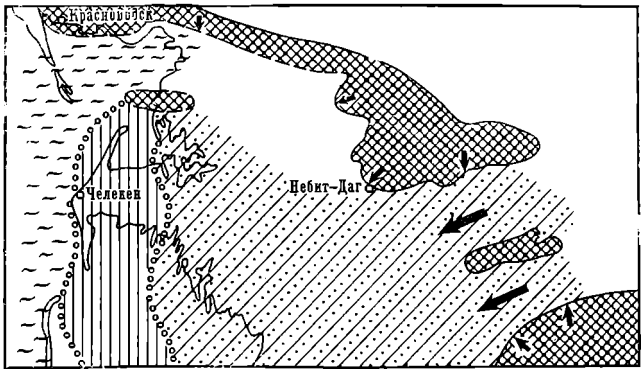
цикла. Поэтому поступление в Прибалханский участок акчагыльского моря речных вод (и приносимого ими обломочного материала) было большим, чем во время максимума трансгрессии первого мезоцикла; соответственно меньшей была соленость моря.

Последовавшее понижение уровня моря вновь обусловило перемещение фациальных зон осадконакопления в западном направлении. Это понижение было более значительным, чем во время отложения осадков верхней части первого мезоцикла. В результате во время максимума регрессии



Фиг. 59. Схематическая палеогеографическая карта акчагыльских отложений Прибалханского района. Максимум трансгрессии второго мезоцикла. Условные обозначения см. на фиг. 55

на востоке Прибалханского района отложения верхов второго мезоцикла были размыты устремившимися сюда пресными водами. Пресные воды достигали даже района Челекена, где отложение глинистых осадков фации прибрежной части морского бассейна сменилось отложением глинистых осадков периферической части подводной дельты (фиг. 60).



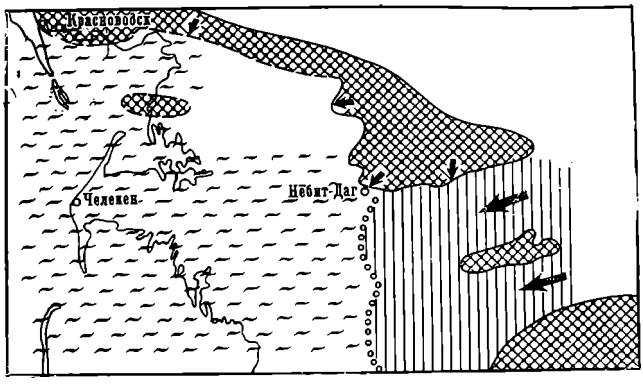
Фиг. 60. Схематическая палеогеографическая карта акчагыльских отложений Прибалханского района. Максимум регрессии второго мезоцикла. Условные обозначения см. на фиг. 55

Начало третьего мезоцикла ознаменовалось новым повышением уровня моря, вызвавшим новое перемещение фациальных зон осадконакопления в восточном направлении. Различия в обстановках осадконакопления во время отложения осадков трансгрессивной части третьего мезоцикла выразились еще резче, чем во время второго мезоцикла. На Челекене этой части разреза соответствует трансгрессивная часть прибрежно-морского

цикла, на Монжуклы — трансгрессивная часть дельтово-прибрежно-морского цикла. На Боя-Даге в течение всего мезоцикла существовала дельтовая обстановка осадконакопления — здесь разрез сложен исключительно дельтовыми циклами.

Трансгрессия моря в третьем мезоцикле была еще меньшей, чем во втором — во время максимума трансгрессии область накопления глинистых осадков фации прибрежной части морского бассейна не распространялась восточнее Монжуклы, где мощность отложений этой фации составляет всего 2 *м*. Восточнее в это время в Прибалханском районе располагалась область накопления глинистых осадков периферической части подводной дельты (фиг. 61).

С началом регрессии третьего мезоцикла акчагыльский бассейн в Прибалханском районе сменился апшеронским.



Фиг. 61. Схематическая палеогеографическая карта акчагыльских отложений Прибалханского района. Максимум трансгрессии третьего мезоцикла. Условные обозначения см. на фиг. 55

Таким образом, в Прибалханском районе в течение акчагыльского времени от мезоцикла к мезоциклу происходило ослабление трансгрессий. Это выразилось во все меньшем распространении к востоку во время максимумов трансгрессий области накопления известняково-глинистых осадков прибрежной части морского бассейна и в уменьшении мощности отложений этой фации. Соответственно в моменты максимумов регрессий последовательно возрастало распространение в западном направлении области накопления песчано-алевритовых осадков центральной части подводной дельты.

Основная масса обломочного материала в акчагыльское время, как и в среднем плиоцене, приносилась в Прибалханский район реками из горных сооружений Памиро-Алая и Паропамиза. Лишь во время максимального повышения уровня акчагыльского моря поступление обломочного материала, приносимого этими реками, уменьшалось, в результате относительно возрастала роль обломочного материала, сносимого с обрамлявших Прибалханский участок акчагыльского моря горных сооружений. Слабое участие суши, обрамлявшей Прибалханский участок акчагыльского моря, в поставлении терригенного материала объясняется климатическими особенностями территории Туркмении — в условиях аридного климата снос кластического материала с этой суши не мог быть большим. Вывод о слабом участии обрамлявшей Прибалханский участок акчагыльского моря суши в поставлении обломочного материала хорошо согласуется с высказанным Н. М. Страховым (1962) положением, согласно которому основная

масса бассейновых терригенных пород в аридных областях возникает за счет материала, вынесенного из гумидных областей.

Более высокое положение уровня акчагыльского бассейна, чем балаханского, привело к перемещению области максимального осадконакопления в восточную часть Прибалханского района.

Наличие пелитоморфного кальцита в породах акчагыльского яруса свидетельствует о щелочном режиме вод в Прибалханском участке акчагыльского моря. Выше было показано, что в области отложения известняково-глинистых осадков фации прибрежной части морского бассейна существовала окислительная обстановка. Тем более вероятно существование окислительной обстановки в областях отложения осадков подводной дельты. Таким образом, в Прибалханском участке акчагыльского моря отложение осадков происходило в щелочно-окислительной обстановке.

Отсутствие фауны моллюсков в большинстве акчагыльских пород Прибалханского района объясняется не наличием сероводородного заражения вод этого участка акчагыльского бассейна (Данов, 1957), а существованием здесь неблагоприятных условий для жизни этих организмов. Выше было показано, что в области отложения известняково-глинистых осадков прибрежной части морского бассейна нормальному развитию моллюсков препятствовал недостаток кислорода в морской воде. В пресных же водах, отлагавших осадки подводной дельты, акчагыльские морские моллюски вообще не могли существовать. Кроме того, неблагоприятными для существования организмов оказались многократные резкие колебания солености вод в Прибалханском участке акчагыльского моря.

В акчагыльское время продолжалось формирование антиклинальных складок Прибалханского района (Шварц, 1962). В результате одновременного с осадконакоплением роста складок в понижениях между ними накопилась большая мощность акчагыльских отложений. Кроме того, можно ожидать, что общее количество элементарных циклов, слагающих разрез акчагыльских отложений в понижениях будет больше, чем на сводах складок. Именно ростом Небитдагской складки в акчагыльское время объясняется отмечаемое бурением как общее увеличение мощности этих отложений от свода (Центральный Небит-Даг) к переклинали (Западный Небит-Даг), так и увеличение в этом же направлении количества прослоев песчано-алевритовых пород.

Смена акчагыльского бассейна апшеронским в Прибалханском районе произошла спокойно, без перерыва в осадконакоплении — на акчагыльских отложениях максимума трансгрессии третьего мезоцикла согласно и без размыва залегают глины прибрежно-мелководной части опресненного морского бассейна. Смена акчагыльского бассейна апшеронским сопровождалась изменением солености вод — более соленые воды акчагыльского моря сменились опресненными водами апшеронского бассейна, о чем свидетельствует исчезновение морской акчагыльской фауны *Cardium, Avimactra, Potamides* — и появление пресноводных моллюсков — *Streptocerella, Micromelania, Glessiniola* (Попов, 1961).

Спокойный переход акчагыльского бассейна в апшеронский обусловил возможность существования некоторых представителей акчагыльской фауны в апшеронском море. Б. Ф. Крымов (1953—1954 гг.) установил, что на Челекене и Монжуклы граница между отложениями акчагыльского и апшеронского ярусов, проводимая по макрофауне, не совпадает с границей, устанавливаемой по микрофауне — акчагыльские остракоды встречаются выше макрофаунистической границы. В дальнейшем это было подтверждено и Л. П. Марковой (1959). Присутствие в некоторых случаях слоев, содержащих как акчагыльскую, так и апшеронскую фауну моллюсков, залегающих между фаунистически охарактеризованными отложениями акчагыльского и апшеронского ярусов, установлено М. К. Мирзахановым (1962в) и в Западном Копет-Даге.

В начале нижнеапшеронского времени в Прибалханском районе имели место слабые тектонические движения, приведшие к образованию подводных оползней. Подобные внутрипластовые нарушения отмечены в нижней части нижнеапшеронских отложений на всей территории Прибалханского района от Челекена до Малого Балхана. Возможно, образование подводных оползней было вызвано подвижками по региональным разломам Западно-Туркменской депрессии. В это время на Монжуклы, по-видимому, по главному разлому были вынесены глыбы глинистых известняков I пачки, залегающих в нижнеапшеронских слоях, перемятых подводными оползнями.

Залегающие на Монжуклы на акчагыльских глинах прибрежной части морского бассейна максимума трансгрессии третьего мезоцикла глины фации осадков прибрежно-мелководной части опресненного морского бассейна содержат характерную фауну апшеронских моллюсков. Но на Боя-Даге в этой части разреза фаунистические остатки отсутствуют, что свидетельствует об опреснении восточной части апшеронского бассейна в Прибалханском районе.

Во время максимума регрессии третьего мезоцикла на востоке Прибалханского района отлагались маломощные прослои алевритов прибрежно-мелководной части опресненного морского бассейна, залегающие на подстилающих глинах с небольшим размывом. Большое сходство этих осадков с акчагыльскими песчано-алевритовыми осадками центральной части подводной дельты позволяет считать, что их отложение было связано с новым выдвижением в Прибалханский район подводной дельты Палео-Аму-Дарьи. Данный максимум регрессии завершает крупный этап в развитии Западно-Туркменской депрессии — макроцикл, начавшийся трансгрессией акчагыльского моря. Поэтому с точки зрения развития Западно-Туркменской депрессии границу между акчагыльским и апшеронским этапами (макроциклами) правильнее проводить не по максимуму трансгрессии третьего акчагыльского мезоцикла, а несколько выше, по максимуму его регрессии, относя к акчагыльскому макроциклу часть разреза, содержащую фауну нижнего апшерона. Так, например, на Монжуклы эта граница проходит на 13—18 *м* выше фаунистической, по подошве прослоя пород МПО-2.

Как было показано выше, породы изученной части разреза апшеронских отложений содержат ту же ассоциацию терригенных минералов, что и породы акчагыльского яруса и красноцветной толщи. Это указывает, что и в апшеронское время основная масса обломочного материала так же, как и при отложении осадков красноцветной толщи и акчагыльского яруса, приносилась в Прибалханский район крупными реками с горных сооружений Памиро-Алая и Паропамиза.

Существование в Прибалханском районе в нижнем апшероне реки допускалось и К. П. Калицким (1914в), который в верхней части разреза этого возраста выделил «свиту речных отложений» (или свиту 5с), которая характеризуется невыдержаностью литологического состава и бесконечным переслаиванием глин, песков и галечников, содержащих битую и окатанную ракушу. Контуры отложений свиты извилисты и напоминают, по мнению К. П. Калицкого, очертания реки. Наконец существование мощной реки, впадающей с востока в апшеронское море в пределах Туркмении, подтверждается изменениями в составе апшеронской фауны — в восточном направлении в ее составе возрастает количество пресноводных форм (Попов, 1961).

Таким образом, в течение всего верхнеплиоценового времени основная масса обломочного материала приносилась в Прибалханский район так же, как и в среднем плиоцене, реками с горных сооружений Памиро-Алая и Паропамиза.

Основные черты палеогеографии Туркмении в акчагыльское время

Акчагыльское море в пределах Туркмении занимало обширную территорию. Оно полностью затопило Западно-Туркменскую депрессию, в том числе гипсометрически низко расположенные складки юго-западного погружения Западного Копет-Дага — складки Аладаг-Мессерианской тектонической области (Николенко и Мирзаханов, 1962). Восточнее, в Западном Копет-Даге, акчагыльское море ингрессировало в синклинальные долины, образовав здесь ряд заливов и проливов, тогда как антиклинальные хребты возвышались над ними в виде островов и полуостровов (Андрусов, 1914; Огнев, 1938; Колесников, 1940; Ятченко, 1964), в результате береговая линия акчагыльского моря в Западном Копет-Даге была очень сильно изрезанной.

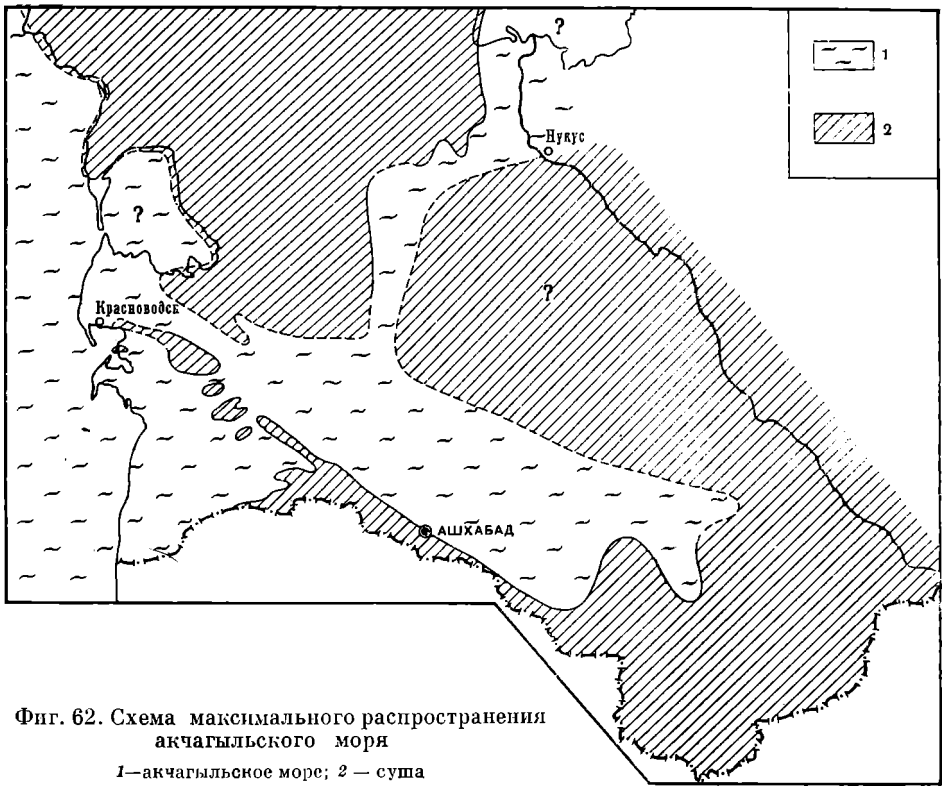
К северу от Кубадаг-Большебалханского горного сооружения акчагыльское море затопило большую часть Красноводского полуострова. При этом море залило сначала более низкие участки сильно расчлененного предакчагыльского рельефа, образовав глубоко вдававшиеся в сушу заливы, и только позднее, при дальнейшем повышении уровня, большая часть полуострова покрылась морем, над которым поднимались лишь наиболее высокие участки Кубадаг-Большебалханской суши (Смолко, 1961; Луппов, 1963).

Акчагыльское море затопило районы современных Карабогазских кос, а также, по-видимому, Карабогазскую впадину. Оно залило также эрозионные долины к северу от Большого Балхана, образовав на месте современных песков Чильмамедкум широкий пролив, соединявший Красноводскую часть моря с Каракумской. Береговая линия этого пролива хорошо прослеживается вдоль северной кромки песков. В свое время еще Н. И. Андрусов (1905) отмечал на северо-западной окраине этого района, у Гезлиата, прислонение акчагыльских отложений к возвышенностям, сложенным верхнемеловыми породами. В расположенных к юго-востоку горах Едысюйри, которые в виде острова (или полуострова) возвышались над уровнем акчагыльского моря, видны следы древних оползней и оплывин, образование которых Н. П. Луппов (1932) связывает с акчагыльской трансгрессией. Однако следует учитывать, что сообщение Красноводской и Каракумской частей акчагыльского моря происходило только во время наиболее высокого стояния его уровня. При понижениях уровня моря в районе поселка Кошоба существовала суша, соответствовавшая водораздельной части предакчагыльских эрозионных долин (см. фиг. 54). В такие моменты к северу от Большого Балхана существовал Чильмамедкумский залив, открывавшийся на юго-восток.

Через Межбалханский и Данатинский коридоры море проникло на территорию Низменных Каракумов. Между Кюрен-Дагом и расположенными к югу от него хребтами Западного Копет-Дага, вероятно, существовал еще один, Карагезский пролив; Кюрен-Даг в это время так же, как и Малый Балхан, по-видимому, представлял собой остров.

В пределах Низменных Каракумов акчагыльское море вначале, вероятно, распространялось по среднеплиоценовой эрозионной долине Палео-Аму-Дарьи, но в дальнейшем вышло за ее пределы и затопило Предкопетдагский прогиб. Южным берегом моря здесь явились Копетдагские горы. В районе Ербента морские акчагыльские отложения к северу от эрозионного вреза Палео-Аму-Дарьи отсутствуют.

Морские акчагыльские отложения вскрыты скважинами в районе современной дельты Теджена, где их мощность достигает 100 *м* (Раевский, 1961; Вальбе и Смирнов, 1963). По направлению к Копет-Дагу и вверх по разрезу морские акчагыльские отложения здесь замещаются континентальными отложениями кешинынбаирской свиты.



Фиг. 62. Схема максимального распространения акчагыльского моря

1—акчагыльское море; *2* — суша

В районе Байрам-Али отложения морского акчагыла приурочены в основном к среднеплиоценовой эрозионной ложбине Палео-Мургаба. Залегают здесь эти отложения на отложениях тахтабазарской свиты, являющейся, по мнению А. Г. Амурского, Д. М. Мильштейна и Л. Н. Смирнова (1961), аллювием древней реки, впадавшей в акчагыльское море. Южнее морские акчагыльские отложения замещаются континентальными отложениями кешинынбаирской и гокчинской свит. Восточнее долготы Байрам-Али присутствие морских акчагыльских отложений не установлено.

В северной части Туркмении, в пределах Туранской платформы, акчагыльское море, по-видимому, распространилось только лишь по среднеплиоценовой эрозионной долине Палео-Узбоя. Присутствие морских акчагыльских отложений установлено в среднем течении Узбоя (Копаевич, 1956а) и в дельте Аму-Дарьи (Грамм, 1958).

Таким образом, трансгрессия акчагыльского моря отодвинула устья древних рек далеко на восток и север, где в верхнеплиоценовое время происходило накопление аллювиальных отложений. Граница максимального распространения морских акчагыльских отложений на территории Туркмении показана на фиг. 62.

Фациальный состав акчагыльских отложений Прибалханского района на первый взгляд находится в противоречии с большой площадью распространения морских акчагыльских отложений, показанной на фиг. 62. Действительно, в этом районе значительная часть разреза этих отложений сложена осадками подводной дельты, и трудно представить, чтобы подводная дельта могла простираться от Байрам-Али на востоке до Челекена на западе, т. е. на расстоянии около 750 *км*.

Однако это противоречие лишь кажущееся. Обычно к акчагыльскому возрасту относят толщу пород между слоями, содержащими морскую

фауну моллюсков этого возраста и, как правило, считают, что вся эта толща отложилась в акчагыльском морском бассейне. Но в большинстве случаев фауна моллюсков в разрезе акчагыльских отложений распределена крайне неравномерно — слои с фауной чередуются с «немыми» слоями, не содержащими фаунистических остатков, причем часто слои без фауны резко преобладают. Неравномерное распределение фауны в разрезе акчагыльских отложений хорошо видно на примере Монжуклы. В этом разрезе мощностью 267 *м* фауна морских моллюсков встречается только в пяти прослоях известняково-глинистых пород фации прибрежной части морского бассейна, суммарная мощность которых составляет всего 34 *м*.

Также неравномерно распределена фауна морских моллюсков в акчагыльских отложениях Западного Копет-Дага. Здесь, судя по литературным данным, фауна моллюсков встречается главным образом в прослоях зеленых глин и известняков, в бурых глинах и песках она в большинстве случаев отсутствует. Такое распределение фауны моллюсков позволяет сделать заключение, что и в Западном Копет-Даге разрез акчагыльских отложений сложен породами, отлагавшимися в различных физико-географических условиях, в частности при различной солености вод акчагыльского бассейна: одни из них отлагались в водах с соленостью, близкой к нормально-морской (зеленые глины и известняки); во время отложения других (бурые глины) соленость вод значительно понижалась. Не имея достаточных фактических данных, трудно определить конкретный характер фаций в районах Западного Копет-Дага. Однако все же можно сделать заключение о том, что и в этих районах, так же как и в Прибалханском районе, существуют осадки, отлагавшиеся под определяющим влиянием пресных вод. Неравномерно распределена фауна и микрофауна в акчагыльских отложениях Низменных Каракумов — здесь, в разрезе этих отложений, слои с фауной чередуются с «немыми» слоями, не содержащими макро- и микрофаунистических остатков (Степанайтыс, 1960; Блискавка, 1963; Вальбе и Смирнов, 1963).

Из изложенного видно, что так же, как и в Прибалханском районе, в Копет-Даге и в Низменных Каракумах в разрезе акчагыльских отложений существенную часть составляют отлагавшиеся пресными водами слои, не содержащие фаунистических остатков, причем роль таких слоев возрастает к востоку. В этом же направлении сокращается мощность и количество слоев с акчагыльской фауной.

Таким образом, кажущееся несоответствие между фациальным составом акчагыльских отложений Прибалханского района и распространением акчагыльского моря на территории Туркмении объясняется тем, что предыдущие исследователи границу последнего показывали по максимальному распространению отложений (см. фиг. 62) с морской фауной, даже если содержащие ее прослои пород имеют совсем незначительную мощность. В действительности, в течение акчагыльского века море неоднократно изменяло свои размеры, временами сокращаясь настолько, что, по-видимому, не выходило далеко за пределы Западно-Туркменской депрессии. При трансгрессиях и регрессиях моря соответственно происходило перемещение подводной дельты, что и создало впечатление о ее большой протяженности; на самом же деле в каждый конкретный момент она имела ограниченные размеры.

Как указывалось, три мезоцикла в разрезе акчагыльских отложений прослеживаются и в северных районах Западного Копет-Дага — в районах, расположенных непосредственно к югу от среднеплиоценовой эрозионной долины Палео-Аму-Дарьи. Эти три мезоцикла, так же как и в Прибалханском районе, отражают колебания уровня акчагыльского моря и соответственно перемещение фациальных зон осадконакопления. Основная масса обломочного материала, слагающая акчагыльские отложения этих районов, приносилась Палео-Аму-Дарьей.

Присутствие морских акчагыльских отложений в среднеплиоценовой эрозионной долине Палео-Узбоя и в районе дельты Аму-Дарьи свидетельствует, что эта река временами в акчагыльское время прекращала свое существование. Однако, вполне вероятно, что при понижениях уровня акчагыльского моря по руслу Палео-Узбоя возобновлялся сток пресных вод. Недостаток данных не позволяет в настоящее время проследить историю этой реки в акчагыльское время.

В целом для акчагыльского времени характерно накопление терригенных песчано-глинистых отложений. Но в местах ослабленного поступления обломочного материала, приносимого Палео-Аму-Дарьей, происходило накопление известняков. Одной из областей, где в акчагыльское время преобладало накопление известняков, являлся Красноводский полуостров. Как уже говорилось, к северу от Большого Балхана, в районе Кошобы, в это время существовала суша, покрывавшаяся водами акчагыльского моря только во время наиболее высокого положения его уровня. Эта суша разъединяла Красноводский и Чильмамедкумский заливы акчагыльского моря и препятствовала проникновению в Красноводский залив приносимого Палео-Аму-Дарьей обломочного материала. С Кубадагской суши в условиях аридного климата снос обломочного материала был весьма незначительным — у подножия Куба-Дага акчагыльские прибрежные конгломераты непосредственно переходят в известняки (Андрусов, 1902). Таким образом, поступление обломочного материала в Красноводский залив во время низкого положения уровня акчагыльского моря было весьма незначительным. В моменты же высокого положения уровня моря, когда разобщавшая Красноводский и Чильмамедкумский заливы суша покрывалась его водами и к северу от Кубадаг-Большебалханской суши образовывался Чильмамедкумский пролив, устье Палео-Аму-Дарьи отодвигалось далеко на восток и приносимый ею обломочный материал не достигал района Красноводского полуострова. Все это создавало благоприятные условия для накопления в районе Красноводского полуострова в акчагыльское время известняков. Восточнее, как в Чильмамедкумском заливе, так и на остальной площади моря к востоку от Большого Балхана, в акчагыльское время преобладало накопление песчано-глинистых осадков.

Другая область преобладающего накопления известняков в акчагыльское время располагалась на некоторых участках Западного Копет-Дага (район возвышенности Ала-Даг). Эти участки, по-видимому, были как бы «экранированы» отдельными хребтами от приносимого Палео-Аму-Дарьей терригенного материала. Восточнее, в Западном Копет-Даге, преобладало накопление песчано-глинистых осадков. Вообще же на литологический состав акчагыльских отложений Западного Копет-Дага сильное влияние оказал предакчагыльский рельеф. Здесь, как отмечает В. П. Колесников (1940), в каждой синклинали акчагыльские отложения имеют свои особенные черты — в этих синклинальных долинах при условии большого поступления обломочного материала накапливались толщи галечников и песков, а при малом его поступлении — илистые и карбонатные осадки. В зависимости от характера сообщения заливов с открытым морем находился их гидрохимический режим. В заливах с затрудненным сообщением создавались благоприятные условия для повышения минерализации воды и для последующей садки солей (Узекдагская синклиналь с ее отложениями тенардита, мирабилита и поваренной соли). В заливах с более широким сообщением имело место повышение концентрации солей в воде, однако не до такой степени, чтобы происходила их садка. Наконец заливы, широко сообщавшиеся с морем, едва ли имели значительную минерализацию воды, в таких заливах скорее всего временами происходило даже опреснение, вызванное усилением подтока пресных вод Палео-Аму-Дарьи. Кроме того, в Западном Копет-Даге существовали участки, где происходило накопление континентальных осадков, отлагавшихся в долинах стекавшими с гор потоками

(Александров, 1932; Огнев, 1933; Крымус и др., 1964). Слабая петрографическая изученность не позволяет оценить роль местных источников обломочного материала в формировании акчагыльских отложений Западного Копет-Дага.

В целом для акчагыльского времени в Туркмении характерно накопление на различных участках осадков, отличающихся как по литологическому и фациальному составу, так и по мощности, которая колеблется в весьма широких пределах — от нескольких метров до пяти-шести и более сотен метров. Одной из причин отмеченного непостоянства акчагыльских отложений явилась сложившаяся к этому времени тектоническая неоднородность покрывавшейся водами акчагыльского моря территории Закаспия, среди которой выделялись зоны с различными знаками и амплитудами вертикальных движений (Луппов, 1963). Существенную роль в изменении осадков на площади играло неравномерное распределение приносимого в акчагыльский бассейн терригенного материала, который в большом количестве накапливался в одних участках бассейна и почти не достигал других участков. Важным фактором изменения состава акчагыльских осадков являлись колебания уровня моря, вызывавшие изменения гидродинамического и гидрохимического режима отдельных участков бассейна. Наконец важным фактором, определявшим ряд особенностей акчагыльских осадков, условия их залегания и общую конфигурацию морского бассейна в пределах Закаспия, являлся сформированный к этому времени сильно расчлененный рельеф земной поверхности. Наличие такого рельефа обусловило значительную извилистость береговой линии акчагыльского моря и большие неровности морского дна, что непосредственно отразилось на характере и мощностях отложившихся в разных участках бассейна осадков (Луппов, 1963).

В заключение краткого обзора обстановки, существовавшей на территории Туркмении в акчагыльское время, остановимся еще на одном вопросе — на возрасте «немых» аллювиальных толщ, заполняющих среднеплиоценовые эрозионные долины, залегающие под морскими акчагыльскими отложениями (ербентская свита, тахтабазарская свита и др.).

Образование подобных речных долин произошло в среднем плиоцене. Однако совершенно очевидно, что в это же время в этих долинах происходило и накопление аллювиальных отложений, поскольку выработка эрозионных долин и образование аллювиальных отложений — две стороны работы речного потока, протекающие параллельно и одновременно (Шанцер, 1951). Накопление аллювиальных отложений усилилось к концу среднего плиоцена, когда базис эрозии этих рек — балаханский бассейн — имел наивысший уровень. Еще более значительное повышение базиса эрозии с началом акчагыльской трансгрессии вызвало усиление процесса накопления аллювиальных осадков в эрозионных долинах. Выше было показано, что в восточной части Прибалханского района, в Межбалханском и Данатинском коридорах, верхняя часть красноцветной толщи отлагалась уже в акчагыльское время. Чем дальше отстоял какой-либо участок эрозионных долин от Южнокаспийской впадины, тем позже туда дошло акчагыльское море и тем дольше там продолжалось накопление аллювиальных осадков. В тех же участках эрозионных долин, которых акчагыльское море не достигло, в течение всего акчагыльского времени происходило накопление аллювиальных отложений. Таким образом, возраст пресноводно-континентальных толщ, залегающих в среднеплиоценовых эрозионных долинах, определяется как среднеплиоценовый — акчагыльский, причем по мере удаления от Южнокаспийской впадины их верхняя граница охватывает все больший интервал акчагыльского времени.

Для послеакчагыльской истории развития Западно-Туркменской низменности (в том числе и Прибалханского района) характерно постоянное существование на ее территории, вплоть до хазарского времени вклю-

чительно, морских бассейнов (вернее, заливов этих бассейнов), лишь незначительно изменявших свою конфигурацию. В периоды тектонического затишья Западно-Туркменский залив представлял собою открытый бассейн; при активизации, оживлении движений земной коры, сказывавшихся в виде подъема отдельных складок (особенно Прибалханских), в нем образовывался архипелаг островов. При этом в депрессиях (прогибах) накопление осадков шло непрерывно, тогда как сводовые части складок, то и дело выходившие из-под воды, периодически становились областями сноса (Попов, 1961). Начиная с максимальной акчагыльской трансгрессии происходило в основном постепенное сокращение площади распространения последующих трансгрессий.

В течение апшеронского века в Западно-Туркменской депрессии накопилась толща пород от 200 до 1200—1500 *м* (Ушко, 1960). В истории апшеронского бассейна в Туркмении выделяются три этапа (Попов, 1961). В нижнеапшеронское время море не распространялось за пределы Западно-Туркменской впадины; восточным берегом нижнеапшеронского моря служили отроги Западного Копет-Дага. В среднеапшеронское время море значительно расширило свою площадь, затопило северо-западную часть Красноводского полуострова, образовало залив к северу от Большого Балхана (Чильмамедкумский залив) и распространилось по Предкопетдагскому прогибу далеко на восток: присутствие среднеапшеронских отложений установлено в районе к северу от Ашхабада. В северной части среднеапшеронское море распространилось по эрозионной ложбине Палео-Узбоя вплоть до котловины Аральского моря. Однако указанная конфигурация бассейна сохранилась непродолжительное время. Вскоре бассейн начал сокращаться в размерах, и в верхнеапшеронское время он не выходил в основном за пределы Западно-Туркменской низменности. Минералогический состав апшеронских осадков и характер изменения апшеронской фауны определенно свидетельствуют, что Палео-Аму-Дарья продолжала и в апшеронское время приносить обломочный материал в Западно-Туркменскую депрессию.

В начале бакинского времени отмечается сильное сокращение бассейна, приведшее, по-видимому, к выдвижению в Западно-Туркменскую депрессию дельты Палео-Аму-Дарьи, осадки которой (тюркянская свита) накапливались в наиболее погруженных участках депрессии (Ушко, 1962).

Бакинское море затопило всю Западно-Туркменскую впадину, а также значительную часть низменных Каракумов. Мощность бакинских отложений, накопившихся в Западно-Туркменской впадине, составляет от 100 до 800 *м*, причем максимальные их мощности приурочены к прогибам (Ушко, 1962). Литологически бакинские отложения представлены в основном глинами с подчиненным количеством песков, галечников и известняков. Отсутствие данных о минералогическом составе бакинских отложений не позволяет достоверно указать источники обломочного материала, отлагавшегося в это время в Западно-Туркменской депрессии. Однако в хазарское время Палео-Аму-Дарья все еще текла по Предкопетдагскому прогибу в Западно-Туркменскую депрессию (Толстов, 1960). Это дает основание заключить, что основная масса обломочного материала, отложившегося в бакинском бассейне (также и в хазарском) в Западно-Туркменской депрессии, была принесена Палео-Аму-Дарьей.

Мощность песчано-глинистых осадков, отложившихся в Западно-Туркменской депрессии в хазарском море, составляет 50—400 *м*, но на большей части низменности не превышает 100—150 *м*; увеличенные мощности этих отложений приурочены к прогибам (Ушко, 1962).

В конце хазарского времени Палео-Аму-Дарья (вернее уже Аму-Дарья) повернула на север и через Заунгузские Каракумы прорвалась к хазарской низменности (Толстов, 1960). На территории юго-западной

Туркмении после регрессии хазарского моря был непродолжительный перерыв в накоплении морских осадков. Большая часть впадины осушилась; происходило накопление континентальных ательских отложений (Ушко, 1960).

В результате новой трансгрессии хазарское море снова залило почти всю Западно-Туркменскую низменность. Морфологически хвалынские отложения выражены в виде многочисленных береговых валов и террас, сложенных песками и галечниками (Ушко, 1962). В позднехвалынское время воды Аму-Дарьи стали переливаться из Сарыкамышской впадины и достигли восточного залива хвалынского моря — начала формироваться долина Узбоя, по которой воды Аму-Дарьи вновь потекли в Каспийскую впадину (Толстов, 1960).

После регрессии хвалынского моря наступила новокаспийская трансгрессия, самая незначительная из четвертичных трансгрессий. Морем заливались Балханский шор, солончак Келькор, русло Актама, шор Эчекляр, шор Ордекли, восточная часть Челекена (перемычка) и береговая зона п-ова Дарджа, Челекен, узкая прибрежная зона на юге низменности и значительная часть Атрекской впадины. Новокаспийские отложения представлены глинистыми (с прослоями солей) осадками в Келькорском, Балаханском и межгрядовых шорах и песчаными породами на Челекене, где их мощность более 20 *м* (Ушко, 1962).

Сток воды по Узбою прекратился в первой половине I тысячелетия до нашей эры. На короткий промежуток времени он возобновился в средние века, но затем эта река перестала существовать (Толстов, 1960).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный литолого-фациальный анализ значительно расширил представления об условиях формирования акчагыльских отложений Прибалханского района. Эти отложения почти полностью сложены бассейновыми осадками и только самая нижняя часть их разреза в Келькорском и Кизылкумском прогибах — аллювиальными. Что касается бассейновых отложений, то лишь незначительная их часть отлагалась в море с соленостью, близкой к нормальной (для акчагыльского моря); большая же часть их накапливалась в пресных водах и является отложениями подводной дельты.

Смена осадков различных фаций позволяет фиксировать в разрезе акчагыльских отложений цикличность различных порядков: элементарные циклы и мезоциклы. Всего в разрезе выделяются три мезоцикла, причем регрессивная часть третьего из них относится уже к апшеронскому времени. Эти три мезоцикла прослежены на всем протяжении Прибалханского района и за его пределами — в северных отрогах Западного Копет-Дага.

Литолого-фациальный анализ позволил проследить распределение обстановок осадконакопления на территории Прибалханского района в акчагыльское время. Установлено, что в течение этого времени происходило увеличение роли дельтовых обстановок. Для пространственного распространения характерно тяготение прибрежно-морских обстановок осадконакопления к западной части района, а дельтовых — к его восточной части. Это показало, что устье древней реки, впадавшей в акчагыльское море в пределах Туркмении, располагалось к востоку от Прибалханского района.

Минералого-петрографическое изучение показало, что нормально-осадочные породы акчагыльского яруса, а также верхней части красноцветной толщи и нижней части апшеронских отложений претерпели весьма слабые постседиментационные изменения и состав их обломочных минералов мало отличается от первоначального. Эта часть разреза плиоценовых отложений содержит единую ассоциацию терригенных минералов, характеризующуюся высоким содержанием малоустойчивых компонентов; подобные ассоциации образуются в результате отложения продуктов быстрой эрозии кристаллических образований. В то же время в обрамляющих Западно-Туркменскую депрессию горных сооружениях мезокайнозойские породы характеризуются низким содержанием таких малоустойчивых терригенных компонентов. Подобное обстоятельство указало на незначительную роль этих горных сооружений в качестве источников обломочного материала, слагающего изученную часть разреза плиоценовых отложений Прибалханского района. Слабый снос обломочного материала с этих горных сооружений был обусловлен аридными климатическими условиями, существовавшими на территории Туркмении в плиоценовое время.

Единство ассоциации терригенных минералов отложений акчагыльского яруса и красноцветной толщи Прибалханского района послужило указанием на единство источников слагающего их обломочного материала. Анализ среднеплиоценовой истории территории Туркмении позволил установить, что в это время здесь существовали крупные речные системы Палео-Аму-Дарьи и Палео-Узбоя, дренировавшие горные сооружения Памиро-Алая, Тянь-Шаня и Паропамиза и выработавшие весьма значительные эрозионные долины. Сливавшиеся в западной части Низменных Каракумов Палео-Аму-Дарья и Палео-Узбой через Межбалханский и Данатинский коридоры выходили в Западно-Туркменскую депрессию, где и отложили мощную толщу осадков — красноцветную толщу.

Установление среднеплиоценовой эрозионной сети позволило объяснить образование соляных антиклиналей Репетекской и Байрамалийской зон — эти складки возникли в результате резкого снижения нагрузки на соленосную толщу верхней юры в полосах эрозионных долин.

Трансгрессия акчагыльского моря отодвинула устье речной системы Палео-Аму-Дарьи — Палео-Узбоя к востоку, за пределы Прибалханского района. Однако и в акчагыльское время основная масса обломочного материала продолжала приноситься в Прибалханский участок акчагыльского моря Палео-Аму-Дарьей с горных сооружений Памиро-Алая и Паропамиза. Это подтверждается также сходством состава ассоциации терригенных минералов акчагыльских отложений Прибалханского района и современных осадков Аральского моря, формирующихся главным образом за счет выносов Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, дренирующих складчатые сооружения Памиро-Алая и Тянь-Шаня. Лишь во время максимальных подъемов уровня акчагыльского моря, когда устья древних рек отодвигались далеко на восток и поступление приносимого ими в Прибалханский район обломочного материала уменьшалось, относительно возрастала роль обломочного материала, сносившегося с горных сооружений, обрамлявших Западно-Туркменскую низменность.

В начальные моменты акчагыльской трансгрессии, шедшей с запада, когда море уже ингрессировало в Келькорский и Кизылкумский прогибы и в них началось накопление акчагыльских осадков, сводовые части антиклинальных складок Прибалханского района возвышались над поверхностью моря. Лишь во время максимума трансгрессии первого мезоцикла море покрыло сводовые части этих складок; с этого момента море не покидало Прибалханский район в течение всего акчагыльского века.

Во время максимума трансгрессии первого мезоцикла поступление в Прибалханский район пресных вод Палео-Аму-Дарьи и приносимого ими обломочного материала было минимальным за все акчагыльское время. Для этого момента характерно единство физико-географических условий на всей территории Прибалханского района — повсеместно здесь происходило накопление известняково-глинистых осадков прибрежной части морского бассейна. Соленость вод акчагыльского моря в это время достигала 5%. В дальнейшем, во время максимума трансгрессий соленость моря не поднималась до этой величины.

Понижение уровня моря вызвало усиление притока пресных вод и приносимого ими обломочного материала, что привело к выдвижению в Прибалханский район подводной дельты. Во время максимума регрессии первого мезоцикла на большей части района происходило накопление песчано-алевритовых осадков подводной дельты; лишь на Челекене продолжалось накопление глинистых осадков прибрежной части морского бассейна.

Начало второго мезоцикла совпало с новым повышением уровня моря, вызвавшим перемещение фациальных зон осадконакопления к востоку. Во время максимума трансгрессии второго мезоцикла вновь повсеместно в Прибалханском районе располагалась область отложения глинистых

осадков прибрежной части морского бассейна. Однако максимум трансгрессии второго мезоцикла был меньшим, чем первого. Поэтому поступление пресных вод и обломочного материала, приносимых Палео-Аму-Дарьей, в это время было большим, чем во время максимума трансгрессии первого мезоцикла. Последовавшее понижение уровня моря обусловило перемещение фациальных зон осадконакопления в западном направлении гораздо дольше, чем во время максимума регрессии первого мезоцикла. Пресные воды достигли даже района Челекена, где в это время располагалась область накопления глинистых осадков периферической части подводной дельты.

Новое перемещение фациальных зон осадконакопления к востоку, обусловленное повышением уровня моря, характеризует начало третьего мезоцикла. Эта трансгрессия была еще меньшей, чем во втором мезоцикле — во время максимума трансгрессии третьего мезоцикла область накопления глинистых осадков фации прибрежной части морского бассейна распространялась только до Монжуклы; восточнее располагалась область накопления глинистых осадков периферической части подводной дельты. С началом регрессии третьего мезоцикла акчагыльский бассейн в Прибалханском районе сменился апшеронским; смена произошла спокойно, без перерыва в осадконакоплении.

В общем в течение акчагыльского времени происходило последовательное сокращение трансгрессий и нарастание регрессий моря. Эти колебания уровня моря происходили с рядом осцилляций, обусловивших элементарную цикличность разреза акчагыльских отложений.

Таким образом, сочетание литолого-фациального анализа и минералого-петрографического изучения позволило проследить историю формирования акчагыльских отложений Прибалханского района. Было установлено, что в акчагыльское время в этом районе накопление осадков происходило то в соленых, то в опресненных водах. Установлено существование крупных рек на территории Туркмении в акчагыльское время. Определены источники обломочного материала, отлагавшегося в Прибалханском районе.

Изучение вещественного состава верхнеплиоценовых пепловых туфов позволило установить последовательность формирования минералов, образующихся при диагенетическом разложении вулканического стекла, а также основные условия, при которых пепловый материал превращается в монтмориллонитовые глины.

Полученные результаты имеют не только теоретическое, но и практическое значение. Так, на основе литолого-фациального метода с выделением циклов различных порядков и найденных минералогических коррелятивов произведено сопоставление далеко расположенных разрезов акчагыльских отложений. Расчленение и сопоставление столь монотонных разрезов еще раз показывает возможность успешного применения циклического анализа для решения задач стратиграфии. С этой точки зрения открываются широкие перспективы для создания единой стратиграфии отложений акчагыльского века как Туркмении, так и других районов их распространения. Реконструкция палеогеографической обстановки акчагыльского времени позволила наметить области преимущественного распространения песчано-алевритовых пород, которые могут служить коллекторами для нефти и газа; эти породы пространственно тяготеют к устьям рек, впадавших в акчагыльское море. Выявление осадков подводной дельты может содействовать поискам ряда полезных ископаемых, приуроченных к подобным образованиям в аридных зонах.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев З. А. 1960. Результаты разведочного бурения на нефть и газ в Предкопетдагском прогибе.— В кн. «Перспективы нефтегазоносности и направление геолого-разведочных работ в западных районах Средней Азии». М., Гостоптехиздат.

Авдусин П. П. 1935. Пирокластические осадки в третичном комплексе пород Северо-Восточного Азербайджана.— Нефт. хоз-во, 29, № 10.

Агаларова Д. А., Али-заде А. А. 1955. О понтических отложениях Туркменистана.— Изв. АН ТуркмССР, № 3.

Агаларова Д. А., Кожевникова Г. Е., Курылева А. М. 1955. Биономические условия Акчагыльского моря.— Изв. АН ТуркмССР, № 3.

Айзберг Р. Е., Амурский Г. И. 1962. Современный структурный план зоны Репетекского глубинного разлома.— Геол. нефти и газа, № 3.

Айнемер А. И., Желубовская Н. Ю., Лихачева А. А., Саперсон Э. И. 1963. Стратиграфическое расчленение и литологическая характеристика разреза структурно-профильной скважины, пробуренной у кол. Чешме (Низменные Каракумы).— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 109, вып. 14.

Александров В. В. 1932. От Дайруна до Дивана.—Труды Всес. геол.-разв. объед., вып. 170.

Александров В. В., Никшич Н. Н. 1930. Малый Балхан. Гидрогеологические исследования в Красноводском уезде Туркменской ССР.— Труды Глав. геол.-развед. упр., вып. 14.

Алиев А. Г. 1949. Петрография третичных отложений Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзербССР.

Алиев И. М., Аржевский Г. А., Борисов А. А. и др. 1963. Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. М., Гостоптехиздат.

Алиев И. М., Гапеев В. В., Кирпенко Г. И 1963. Перспективы нефтегазоносности Байрам-Али-Репетекской зоны поднятий.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 6.

Али-заде А. А. 1953. О континентальных отложениях Юго-Западного Туркменистана.— Изв. АН ТуркмССР, № 5.

Али-заде А. А. 1957. Прикаспийская низменность (красноцветная толща и акчагыльский ярус).— В кн. «Геология СССР», т. 22, ч. 1. М., Госгеолтехиздат.

Али-заде А. А. 1961. Акчагыл Туркменистана, т. 1. М., Госгеолтехиздат.

Али-заде А. А., Граждан П. Е. 1954. К химической характеристике плиоценовых отложений Прибалханского района юго-западного Туркменистана.— Изв. АН ТуркмССР, № 4.

Али-заде А. А., Розыева Г. Р. 1953. Об акчагыльских отложениях горы Монжуклы.— Изв. АН ТуркмССР, № 1.

Али-заде А. А., Ротко М. А. 1956. Вулканические пеплы Юго-Западного Туркменистана.— Уч. зап. Туркм. ун-та, вып. 6.

Али-заде К. А. 1954. Акчагыльский ярус Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзербССР.

Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донецкого бассейна.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольная серия (№ 5).

Аманов С. 1961. О минералогическом составе акчагыльских отложений нефтяного месторождения Кум-Даг.— Уч. зап. Туркм. ун-та, вып. 18.

Аманов С. 1964. Акчагыльские отложения Прибалхашского района и их нефтегазоносность (Западный Туркменистан). Ашхабад, Туркмениздат.

Амурский Г. И., Дикенштейн Г. Х. 1963. Неоген-четвертичные движения на территории Туркмении.— Сов. геол., № 10.

Амурский Г. И., Мильштейн Д. М., Смирнов Л. Н. 1961. Современная структура и основные черты тектонического развития Юго-Восточного Туркменистана. Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР.

Андрусов Н. И. 1902. Материалы к познанию прикаспийского неогена.— Труды Геол. ком., 15, № 4.

Андрусов Н. И. 1905. Материалы для геологии Закаспийской области.— Труды Арало-Каспийск. экспед., вып. 7.

Андрусов Н. И. 1914. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Закаспийском крае летом 1913 г.— Изв. Геол. ком., 33, № 8.

Андрусов Н. И. 1923. Апшеронский ярус.— Труды Геол. ком., нов. серия, вып. 110.

Архипченко А. С. 1956. Геологическое строение и нефтегазоносность полуострова Челекен.— Автореф. науч. работ ВНИГРИ, вып. 16.

Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Бабенко К. К., Маркова Л. П. 1958. Стратиграфия и геологический возраст отложений, подстилающих красноцвет Юго-Западного Туркменистана.— Изв. АН ТуркмССР. № 2.
Баранова З. Е. 1961. Литология и условия образования юрских отложений Большого Балхана.— Труды ВСЕГЕИ, 43, вып. 3.
Батурин В. П. 1937. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку—Москва. АзОНТИ.
Батурин В. П. 1947. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Бекмурадов Н. 1959. Результаты литолого-минералогического изучения красноцветной толщи Небит-Дага.— Труды Ин-та геол. АН ТуркмССР, 2.
Берг Л. С. 1929а. История исследования Туркмении.— В кн. «Туркмения», т. 1. Л., Изд-во АН СССР.
Берг Л. С. 1929б. Рельеф Туркмении.— В кн. «Туркмения», т. 2. Л., Изд-во АН СССР.
Берлин Т. С. 1957. Изучение влияния реагентов на глины при подготовке их к минералогическому анализу.— Сб. науч.-техн. информ. Мин-ва геол. и охраны недр СССР, № 4.
Блискавка А. Г. 1963. Ербентский эрозионный врез.— Труды ВСЕГЕИ, 109, вып. 14.
Богачев В. В. 1955а. Остатки рыб с острова Челекен.— Изв. АН ТуркмССР, № 4.
Богачев В. В. 1955б. Рыбы акчагыльского моря (Монжуклы).— Изв. АН Туркм. ССР, № 3.
Богачев В. В. 1956. Еще о рыбах акчагыльского моря.— Изв. АН ТуркмССР, № 3.
Борисов А. А., Васильев В. Г., Жуковский Л. Г. и др. 1960. Очерки геологического строения и нефтегазоносности Средней Азии. М., Гостоптехиздат.
Бродская Н. Г. 1952. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 115, геол. серия (№ 57).
Брюн И. С., Радюкевич Н. М., Смолко А. И. 1963. Геологический разрез скважины № 101, пробуренной в центральной части Каракумов (Серные бугры).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 109, вып. 14.
Быков Р. И., Мальцева А. К., Туранов В. А. 1962. Перспективы нефтегазоносности юрских отложений Западного Узбекистана и смежных районов.— Сов. геол., № 5.
Вальбе С. П., Смирнов Л. Н. 1963. Неоген восточного замыкания Предкопетдагского прогиба.— В кн. «Вопросы геологии Туркмении». Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР.
Васильевский П. М. 1926. Геологическая карта Больших Балхан.— Вестник ирригации, № 9.
Васильевский П. М. 1932. Гидрогеологические исследования Больших Балхан.— Труды Всес. геол.-развед. объед., вып. 192.
Вебер В. Н., Калицкий К. П. 1911. Челекен.— Труды Геол. ком., нов. серия, вып. 63.
Винчелл А. Н., Винчелл Г. 1953. Оптическая минералогия. Перев. с англ. ИЛ.
Вистелиус А. Б. 1958. Спектральная яркость песчано-алевритовых пород апта, альба и сеномана Закаспия.— В кн. «Геология Закаспия», вып. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Вистелиус А. Б., Коробков И. А., Романова М. А., Семенович В. В. 1955. К вопросу о возрасте нижней части красноцветной толщи полуострова Челекен.— Докл. АН СССР, 105, № 4.
Вистелиус А. Б., Крылов А. Я. 1961. Об абсолютном возрасте обломочной части песчано-алевритовых отложений юго-запада Средней Азии.— Докл. АН СССР, 138, № 2.
Вистелиус А. Б., Романова М. А. 1962. Красноцветные отложения полуострова Челекен. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Габриэлянц Г. А., Кривошеев В. Т., Громова Л. П. и др. 1963. Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений центральной части Каракумов.— В кн. «Новые данные по геологии Туркменской ССР», вып. 1. М., Гостоптехиздат.
Гапеев В. В. 1962. Стратиграфическая приуроченность отражающих сейсмических горизонтов в Байрам-Али-Репетекской зоне поднятий.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим, и геол. наук, № 6.
Гапеев В. В. 1963а. Глубинное геологическое строение Байрам-Али-Репетекской зоны поднятий по данным детальных сейсмических работ.— Геол. нефти и газа, № 5.
Гапеев В. В. 1963б. Применение сейсморазведки МОВ для исследования глубинного строения Байрам-Али-Репетекской зоны поднятий.— Нефтегаз. геол. и геофиз., № 3.
Гапеев В. В., Гейман В. М. 1963. Геофизические исследования при изучении тектоники Репетекских соляных куполов.— Сов. геол., № 10.
Гарецкий Р. Г., Юревич А. Л. 1964а. К вопросу о происхождении Репетекской и Байрамалийской зон соляных антиклиналей в Юго-Восточной Туркмении.— Докл. АН СССР, 158, № 3.

Гарецкий Р. Г., Юревич А. Л. 1964б. Среднеплиоценовые эрозионные долины и соляная тектоника юго-восточной Туркмении.— В кн. «Тезисы докладов и выступлений на Симпозиуме по условиям образования и особенностям нефтегазоносности солянокупольных структур». Львов.

Геодекян А. А., Денисевич В. В., Анцыфоров А. И. и др. 1960. Геологическое строение и нефтегазоносность Прибалханской зоны поднятий. М., Изд-во АН СССР.

Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинской платформы Юга СССР, т. 1. Средняя Азия. Под ред. А. А. Бакирова. М., Гостоптехиздат, 1963.

Геология СССР, т. 22. Туркменская ССР, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Герасимов А. П. 1913. Вулканические пеплы острова Челекена.— Изв. Геол. ком., **33**, № 5.

Гинзбург И. И. 1957. Кора выветривания, ее диагностические признаки и ее значение в фациальном анализе.— В кн. «Методы изучения осадочных пород». М., Госгеолтехиздат.

Годин Ю. Н. 1957. Глубинная тектоника Прикаспийской низменности (по геофизическим данным).— В кн. «Геология СССР», т. 22, ч. 1. М., Госгеолтехиздат.

Годин Ю. Н. 1959. Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение геофизическими методами. (Автореф. докт. дисс.).

Грамм М. Н. 1958. Об акчагыльских и апшеронских отложениях в низовьях р. Аму-Дарьи.— Докл. АН СССР, **120**, № 4.

Гущенко И. И. 1964. Пеплы Северной Камчатки, условия их образования. (Автореф. канд. дисс.).

Данов А. В. 1950. Стратиграфия, фации и нефтеносность акчагыльских отложений Туркмении.— Автореф. науч. работ ВНИГРИ, вып. 4.

Данов А. В. 1957. Палеогеографические условия территории в неогеновую эпоху.— В кн. «Геология СССР», т. 22, ч. 1. М., Госгеолтехиздат.

Двали М. Ф. 1932. Гидрогеологические исследования в урочищах Умчал и Кызыл-Куп (южный берег залива Карабугаз).— Труды Всес. геол.-развед. объед., вып. 179.

Денисевич В. В. 1959. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Туркмении, ближайшие задачи геолого-поисковых и разведочных работ.— В кн. «Задачи и перспективы поисково-разведочных работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии». Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР.

Жемчужников Ю. А. 1926. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков.— Зап. Ленинградского горн. ин-та, **7**, вып. 1.

Жемчужников Ю. А. 1947. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 90, угольная серия (№ 2).

Жемчужников Ю. А. 1948. Что такое фация.— В кн. «Литологический сборник», № 1. Л.— М., Гостоптехиздат.

Жемчужников Ю. А. 1951. Угленосная толща и методика ее изучения.— Зап. Ленинградского горн. ин-та, **25**, вып. 2.

Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И. и др. 1959. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. 1.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. **15**.

Животовская А. И. 1963. Плиоценовая река в восточном Заунгузье.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, **109**, вып. 14.

Жуков М. М. 1946. О неполноте геологической летописи в связи с гипотезой «убежищ» (азилей).— Бюлл. МОИП, отд. геол., **21**, вып. 4.

Залманзон Э. С., Шишова Е. С. 1950. К методике выделения коллоидных фракций из карбонатных глин и илов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Зеленский С. И. 1950. Геологическое строение района г. Монжуклы и Северного Урунджука (Западная Туркмения).— Автореф. науч. работ ВНИГРИ, вып. 4.

Зхус И. Д., Юревич А. Л. 1960. Некоторые данные об изменениях вулканических пеплов Прибалханского района.— Докл. АН СССР, **135**, № 5.

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. 1960. Геология галогенных отложений (формаций) СССР.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, **35**.

Иванов А. П. 1901а. Древний грязевой вулкан на о. Челекен.— В кн. «Дневник XI съезда русских естествоиспытателей и врачей», № 8. СПб.

Иванов А. П. 1901б. Тектоника о. Челекен.— В кн. «Дневник XI съезда русских естествоиспытателей и врачей», № 8. СПб.

Иванов А. П. 1903. Челекенское месторождение.— Нефт. дело, № 6—7, 9.

Иванов А. П. 1908. О происхождении некоторых глинистых пород южно-русских нефтяных месторождений.— Изв. Академии наук. СПб., сер. VI, т. II, № 12.

Калдаров М. К. 1961. Древний аллювий в восточной части Северных Каракумов.— Труды ВСЕГЕИ. нов. серия, **46**.

Калинин О. И. 1961. О тектонике Репетекской зоны поднятий.— Геол. нефти и газа, № 7.

Калицкий К. П. 1914а. Боя-Даг.— Изв. Геол. ком., **33**, № 3.

Калицкий К. П. 1914б. Кум-Даг и Монжуклы.— Изв. Геол. ком., 33, № 10.
Калицкий К. П. 1914в. Нефтяная гора (Закаспийская область).— Труды Геол. ком., нов. серия, вып. 95.
Киров В. А. 1937. Новые данные по стратиграфии Небит-Дага (Нефтедага).— Нефт. хоз-во, № 3.
Клубова Т. Т. 1957. О минералогическом составе глинистых пород красноцветной толщи Прибалханского района Западной Туркмении.— Докл. АН СССР, 112, № 3.
Ковалевский С. А. 1930. Монжуклы.— Нефт. хоз-во, № 8—9.
Ковалевский С. А. 1940. Грязевые вулканы южного Прикаспия (Азербайджана и Туркмении). Баку, Азгостоптехиздат.
Колесников В. П. 1940. Средний и верхний плиоцен Каспийской области. Акчагыльский ярус.— В кн. «Стратиграфия СССР», т. 12. «Неоген СССР». М.— Л., Изд-во АН СССР.
Колядный С. Н. 1958. К геохимии красноцветных отложений неогена Туркмении.— В кн. «Геология и геохимия», вып. 2.
Колядный С. Н. 1960. К геологической истории Западной Туркмении в акчагыльское время.— Труды ВНИГРИ, вып. 163 (геол. сб. 5).
Копаевич Л. П. 1956а. Новые данные по стратиграфии и тектонике района среднего Узбоя.— Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 2.
Копаевич Л. П. 1956б. О тектонике и происхождении Сарыкамышской впадины.— Труды Всес. аэрогеол. треста, вып. 2.
Коссовская А. Г. 1954. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 153.
Коссовская А. Г. 1962. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 63.
Коссовская А. Г., Дриц В. А., Александрова В. А. 1963. К истории триоктаэдрических слюд в осадочных породах.— Литол. и полезн. ископ., № 2.
Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 1956. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 5.
Коссовская А. Г., Шутов В. Д. 1963. Фации регионального эпигенеза и метагенеза.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
Косыгин Ю. А. 1932, Нефтедаг.— Нефт. хоз-во, № 8.
Крылов А. Я., Силин Ю. И., Абдуллаев Р. Н., Нечай Г. Н. 1962. К вопросу о палеогеографии века продуктивной толщи на Апшеронском полуострове.— В кн. «Труды X сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М.— Л., Изд-во АН СССР.
Крымус В. Н., Кудельский А. В., Палиенко Э. Т. 1964. К истории геологического развития средней части долины реки Сумбар (Западный Копет-Даг).— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2.
Куприн П. Н., Бусыгин Г. В., Гаврилов А. А. 1962. О геологическом строении северо-западной части Красноводского полуострова.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, вып. 8.
Купцова И. А. 1957. Диатомовые водоросли акчагыльских отложений района г. Уральска.— Докл. АН СССР, 113, № 6.
Лаптева Т. М. 1957. Петрографическая характеристика красноцветной толщи Небит-Дага и Кум-Дага.— Уч. зап. Туркм. ун-та, вып. 11.
Лебедев Г. А. 1932. Геологические и гидрогеологические исследования в западной части Красноводского полуострова.— Труды Всес. геол.-развед. объед., вып. 179.
Либрович В. Л. 1963. Типы пород анта и альба Западного Копет-Дага и их петрографические особенности.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 109, вып. 14.
Логвиненко Н. В. 1951. К вопросу об осадочной дифференциации вещества.— В кн. «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». М., Изд-во АН СССР.
Лодочников В. Н. 1955. Главнейшие породообразующие минералы. Изд. 4. М., Госгеолтехиздат.
Луппов Н. П. 1932. Геологический очерк Восточно-Карабугазского района по исследованиям 1929 и 1930 годов.— Труды Всес. геол.-развед. объед., вып. 269.
Луппов Н. П. 1952. Основные черты геологической структуры района Большой Балхан — Куба-Даг и история ее тектонического развития.— Изв. АН ТуркмССР, № 4.
Луппов Н. П. 1956. История геологического развития территории Туркменской ССР.— Труды Ин-та геол. наук АН ТуркмССР, 1.
Луппов Н. П. 1963. О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия.— Труды ВСЕГЕИ, 109, вып. 14.
Лях Д. Г. 1957. Геолого-литологическая характеристика акчагыльских отложений Боя-Дага, Сыртланли и Монжуклы (Прибалханский район в Западной Туркмении).— Труды Туркм. сельскохоз. ин-та, 9.
Лях Д. Г. 1961а. Конкреции акчагыльских отложений Прибалханского района юго-западной Туркмении.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3.
Лях Д. Г. 1961б. Петрографические особенности песчаных и алевритовых пород

акчагыльского яруса Прибалханского района.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2.
Лях Д. Г. 1963. Геолого-литологическая характеристика акчагыльских отложений Прибалханского района Западной Туркмении. (Автореф. канд. дисс.). Баку.
Малышек В. Т. 1934. К литологии нефтяных месторождений Туркменистана.— Азерб. нефт. хоз-во, № 6.
Маркова Л. П. 1959. Стратиграфия и фауна плиоценовых отложений нефтеносных районов Западной Туркмении. (Автореф. канд. дисс.). Ашхабад.
Маркова Л. П., Шварц Л. Я. 1958. Стратиграфия разрезов новых разведочных площадей Котур-Тапе и Окарем в Юго-Западной Туркмении.— Изв. АН ТуркмССР, № 4.
Машрыков К. К., Дикенштейн Г. Х., Соколов В. Я., Кириенко Г. И. 1963. Перспективы нефтегазоносности юрских отложений восточных районов Туркменской ССР.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2.
Методическое руководство по петрографо-минералогическому исследованию глин. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Методы изучения осадочных пород, т. 1—2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
Милановский Е. Е. 1963. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (балаханский и акчагыльский века).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 38, вып. 3.
Мильштейн Д. М. 1960а. К вопросу о строении свода Байрамалийской структуры.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук.
Мильштейн Д. М. 1960б. К истории тектонического развития юго-восточного Туркменистана (в свете геофизических исследований).— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 5.
Мильштейн Д. М. 1960в. О природе Репетекской тектонической зоны в юго-восточном Туркменистане.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2.
Мирзаханов М. К. 1962а. Геологическое строение Предкопетдагского прогиба и зоны сочленения прогиба с Каракумской платформой по данным структурно-профильного бурения.— Труды Компл. южной геол. экспед., вып. 8.
Мирзаханов М. К. 1962б. О глубинном строении и нефтегазоносности юго-западной части Западно-Туркменской низменности.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, вып. 8.
Мирзаханов М. К. 1962в. Об отложениях бакинского и апшеронского ярусов Узек-Дага и Зирика.— Изв. ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4.
Мирзаханов М. К., Полишко В. В., Птушкин Э. И. 1962. Геологическое строение полуострова Дарджа по результатам структурно-профильного бурения.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4.
Набоко С. И. 1947. Извержение Билюкая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г.— Труды Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 5.
Наливкин Д. В. 1956. Учение о фациях, т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР.
Нацкий А. Д. 1915. Геологический очерк Данатинской антиклинали.— Изв. Геол. ком., 34, № 7.
Нацкий А. Д. 1916. Геологический очерк Малого Балхана по исследованиям в 1914 и 1916 гг.— Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 4.
Никитюк Л. А. 1932. Геологические и гидрогеологические исследования в восточной части Красноводского полуострова.— Труды Всес. геол.-развед. объед., вып. 179.
Николенко В. А., Мирзаханов М. К. 1962. Основные черты геологического строения и перспективы нефтегазоносности Западно-Туркменской впадины.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, вып. 8.
Никшич И. И. 1926. От Кызыл-Арвата до ст. Арчман. Гидрогеологические исследования в Полторацком уезде в 1924 г. Ташкент.
Никшич И. И. 1931. От ст. Казанджик до колодцев Куйляр. Гидрогеологические исследования в Туркменской ССР в 1926 г.— Труды Глав. геол.-развед. упр., вып. 25.
Никшич И. И. 1932а. Бассейны рек Сумбара и Чандыра. Гидрогеологические исследования в Кара-Кадинском районе Туркменской ССР в 1925 г.— Труды Всес. геол.-развед. объед., вып. 174.
Никшич И. И. 1932б. Геологический очерк района тенардитового месторождения к югу от ст. Узун-су в Туркменской ССР.— Труды Всес. геол.-развед. объед., вып. 129.
Огнев В. Н. 1933. От Ала-Дага до Сундзо. Гидрогеологические исследования в западной части Копет-Дага в 1926 г.— Труды Всес. геол.-развед. объед., вып. 247.
Огнев В. Н. 1938. Параллелизация неогеновых отложений Туркменской ССР.— Соц. геол., 8, № 6.
Островский И. А., Петров В. П. 1940. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 36, петрогр. серия (№ 11).
Пашалы Н. В. 1964. Литология четвертичных отложений Восточного Азербайджана. Баку, Изд-во АН АзербССР.

Перельман А. И. 1959. Процессы миграции солей на равнинах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене. (Древние почвы пустынь Средней Азии).— Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., мин. и геохим. АН СССР, вып. 25.
Попов Г. И. 1951. О фауне апшеронского яруса Челекена.— Изв. Туркм. фил. АН СССР, вып. 1.
Попов Г. И. 1956. Апшеронский ярус Юго-Западного Туркменистана.— Труды Ин-та геол. АН ТуркмССР, 1.
Попов Г. И. 1961. Апшеронский ярус Туркмении. Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР.
Порфирьев В. Б. 1932. Нефтяные месторождения г. Боя-Даг — Сыртланли и проблемы его развития.— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия Б, вып. 11.
Преображенский И. А., Саркисян С. Г. 1954. Минералы осадочных пород. М., Гостоптехиздат.
Прилуцкий В. С. 1965. Изверженные породы Красноводского района. (Автореф. канд. дисс.). Ашхабад.
Птушкин Э. И., Тиунов К. В., Худайназаров Г. 1961. Тектоника Большого Балхана.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 1.
Пустовалов Л. В. 1940. Петрография осадочных пород. М.— Л., Гостоптехиздат.
Раевский М. И. 1961. Акчагыльская трансгрессия на территории Юго-Восточного Туркменистана.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3.
Раевский М. И., Окушко В. Б. 1964. Мургабский залив Акчагыльского моря.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3.
Ратеев М. А. 1960. Роль климата и тектоники в генезисе глинистых минералов осадочных пород.— В кн. «Доклады к собранию Международной комиссии по изучению глин». М., Изд-во АН СССР.
Ратеев М. А. 1964. Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 112.
Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. Перев. с англ. М., ИЛ, 1955.
Рихтер В. Г. 1955. К истории Карабогазских кос.— Докл. АН СССР, 105, № 3.
Романова М. А. 1955. Вулканические пеплы из красноцветных отложений полуострова Челекен.— Докл. АН СССР, 103, № 1.
Рухин Л. Б. 1953. Основы литологии. Л.—М., Гостоптехиздат.
Семенович В. В. 1960. Геологическое строение и нефтегазоносность Челекена.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, вып. 5.
Смолко А. И. 1961. История развития рельефа и тектоники Красноводского полуострова.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 46, вып. 2.
Соловьев В. Ф., Кулакова Л. С. 1956. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности подводного склона восточного побережья Южного Каспия.— Труды Ин-та геол. АН ТуркмССР, 1.
Степанайтыс Н. Е. 1960. К стратиграфии плиоцена и постплиоцена на юго-западной части Каракумской платформы.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2.
Страхов Н. М. 1957. Основные физико-географические типы древних водоемов и критерии их распознавания.— В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 2. М., Гостеолтехиздат.
Страхов Н. М. 1960. Основы теории литогенеза, т. 1—2. М., Изд-во АН СССР.
Страхов Н. М. 1962. Основы теории литогенеза, т. 3. М., Изд-во АН СССР.
Страхов Н. М. 1963. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Гостеолтехиздат.
Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М. и др. 1954. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР.
Судо М. М. 1961. К палеогеографии центральной части Низменных Каракумов в неогеновый период.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3.
Султанов А. Д. 1958. Литология продуктивной толщи Апшеронского полуострова. М., Изд-во АН СССР.
Сырнев И. П. 1962. Структурно-геоморфологическое районирование юго-западного Прикарабогазья.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, вып. 7.
Тановицкая Т. Х. 1963. Литолого-петрографическая характеристика верхнемеловых отложений Центрального Копет-Дага.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3.
Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. Перев. с англ. М.— Л., ОНТИ, 1936.
Тегелеков К. 1959. К стратиграфии плиоценовых и постплиоценовых отложений Кум-Дага.— Труды Ин-та геол. наук АН ТуркмССР, 2.
Тегелеков К. 1960. Геохимическая характеристика отложений Кум-Дага (Юго-Западный Туркменистан).— Докл. АН АзербССР, 16, № 8.
Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Под ред. Г. Х. Дикенштейна. М., Гостоптехиздат, 1963.

Теплицкий 1961а. Новые данные о глубинном геологическом строении среднего течения Аму-Дарьи по материалам сейсмических исследований.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 5.
Теплицкий В. А. 1961б. Тектоника Ренетекской зоны.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4.
Тимофеев П. П. 1964. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 94.
Тимофеева З. В. 1964. Диагенетическое минералообразование в плиоценовых и четвертичных отложениях Южного Каспия (по данным морского бурения).— Литол. и полезн. ископ., № 2.
Тиунов К. В. 1958. Новые данные об акчагыльских отложениях Большого Балхана.— Изв. АН ТуркмССР, № 6.
Тиунов К. В. 1961а. Акчагыльские отложения Большого Балхана.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3.
Тиунов К. В. 1961б. Новые данные о геологическом строении Северобалханского межгорного прогиба.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 1.
Толстов С. П. 1960. Низовья Аму-Дарьи, Сарыкамыш, Узбой. История формирования и заселения.— Матер. Хорезмской экспед., вып. 3.
Туголесов Д. А. 1955. Геологический очерк Сарыкамышской впадины и района истоков Узбоя.— В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР.
Условия осадконакопления и геохимическая характеристика мезо-кайнозойских отложений западных районов Средней Азии. Под ред. Г. Х. Дикенштейн. М., Изд-во «Недра», 1964.
Ушко К. А. История геологического развития Западно-Туркменской впадины в плиоценовое и четвертичное время.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, вып. 7.
Ушко К. А., Сырнев И. П. 1962. История геологического развития Прикарабогазья в плиоценовое и четвертичное время.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, вып. 7.
Федоров П. В. 1957. Четвертичная система.— В кн. «Геология СССР», т. 22, ч. I. М., Госгеолтехиздат.
Федоров П. В. 1959а. О некоторых вопросах стратиграфии плиоценовых отложений Понто-Каспийской области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 1.
Федоров П. В. 1959б. Четвертичные отложения Западной Туркмении и их положение в единой стратиграфической шкале Каспийской области.— Труды Ин-та геол. АН ТуркмССР, 2.
Федорович Б. А. 1946. Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии.— Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 37.
Хаин В. Е. 1950. Тектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку.
Ханов С. 1963. Геологическое строение острова Огурчинский.— В кн. «Вопросы геологии Туркмении». Ашхабад, Изд-во АН ТуркмССР.
Худайназаров Г. 1962. Литолого-битуминологические особенности юрских отложений Большого Балхана. (Автореф. канд. дисс.). Ашхабад.
Цепелев Н. С. 1960. Вещественный состав пестроцветной и нижней угленосной свит юрских отложений Туаркыра.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 5.
Чухров Ф. В. 1955. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР.
Шанцер Е. В. 1951. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 135, геол. серия, № 55.
Шварц Л. Я. 1960а. Корреляция разрезов верхнеплиоценовых отложений Прибалханского района.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, вып. 5.
Шварц Л. Я. 1960б. Сопоставление продуктивной и красноцветной толщ.— Новости нефт. и газ. техн., геол., № 6.
Шварц Л. Я. 1961. Корреляция разрезов продуктивной и красноцветной толщ в связи с перспективами нефтеносности Юго-Западной Туркмении.— Новости нефт. и газ. техн., геол., № 3.
Шварц Л. Я., Шварц Т. В., Бабенко К. К. 1962. Тектоника Прибалханского района Юго-Западной Туркмении.— Труды Туркм. фил. Всес. нефт. науч.-исслед. ин-та, вып. 5.
Шварц Т. В. 1962. История развития складок Западно-Туркменской низменности.— Труды Туркм. фил. Всес. нефт. науч.-исслед. ин-та, вып. 5.
Швецов М. С. 1958. Петрография осадочных пород. Изд. 3. Госгеолтехиздат.
Шевченко Н. Г. 1959. Новые данные о геологическом строении района песков Чильмамед-Кум.— Труды Ин-та геол. АН ТуркмССР, 2.
Шевченко Н. Г. 1960. О результатах бурения глубокой скважины в Приузбойских Кара-Кумах.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2.
Шрок Р. Р. 1950. Последовательность в свитах слоистых пород. Перев. с англ. ИЛ.
Шутов В. Д. 1952. Обломочные полевые шпаты продуктивной толщи Азербайджана и их палеогеографическое значение. (Автореф. канд. дисс.). М.

Шутов В. Д. 1956. Новый метод изучения обломочных полевых шпатов в терригенных породах.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов.
Шутов В. Д. 1961. Значение обломочных полевых шпатов для палеогеографии по терригенным компонентам.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 6. Львов.
Шутов В. Д., Далматова Т. В. 1961. Характер изменения каолинита в терригенных породах при глубинном эпигенезе.— Acta Univ. Carolinae, Geol. Suppl., № 1.
Эберзин А. Г. 1956. О плиоценовых отложениях Туркменской ССР.— Труды Ин-та геол. АН ТуркмССР, 1.
Эберзин А. Г. 1960. Неоген Северной Туркмении.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, вып. 5.
Юревич А. Л. 1960. К петрографической характеристике акчагыльских отложений Прибалханского района.— Докл. АН СССР, 130, № 4.
Юревич А. Л. 1961. Вулканические пеплы из нижнеапшеронских отложений полуострова Челекен.— Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук. № 1.
Юревич А. Л., 1962. Петрографическая характеристика акчагыльских отложений Прибалханского района.— Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, вып. 8.
Юревич А. Л., Соколова А. Л. Формирование минералов тонких фракций верхнеплиоценовых пепловых туфов Прибалханского района Юго-Западной Туркмении.— Литол. и полезн. ископ. (сдано в печать).
Ямнов А. А., Кунин В. Н. 1953. Некоторые теоретические итоги новейших исследований в районе Узбоя в области палеогеографии и геоморфологии.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 3.
Яншин А. Л., 1953. Геология Северного Приаралья.— Матер. к познан. геол. строения СССР, нов. серия. вып. 15(19).
Ярмоленко Н. В. 1934. Об ископаемых древесинах с о. Челекена.— Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, серия А, вып. 48.
Ятченко Л. Д. 1964. Морской акчагыл в Хаджакалинской долине (Западный Копет-Даг).— Изв. АН ТуркмССР, серия. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2.
Яхнин Э. Я., Соболева В. Н. 1963. О минералогическом составе отложений анта и альба Туаркыра.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 109. вып. 14.
Alonso J., Besoain E., Catalina F. 1963. Observations de microscopie électronique en argiles volcaniques de Chili et allophanes de la Nouvelle Zélande.— Dans «Internat. Clay Conf.», v. 14. Oxford, Pergamon Press.
Coombs D. S. 1954. The nature and alternation of some Triassic sediments from Southland, New Zealand.— Trans. Roy. Soc. N. Z., 82. pt 1.
Correns C. W. 1949. Einführung in die Mineralogie. Berlin.
Edelman C. H. 1931. Diagenetische Umwandlungserscheinungen und detritischen Pyroxenen und Amphibolen.— Fortschr. Mineral. Kristallogr. und Petrogr., 16.
Fiddes M. 1955. Clay mineralogy of New Zealand soils, pt 2.— N. Z. J. Sci, and Technol., Sec. B, 37, N 3.
Goldich I. S. 1938. A study in rock-weathering.— J. Geol., 46, N 1.
Grim R. E 1953. Clay mineralogy. N. Y.
Hauser E. A., Reynolds H. H. 1939. Alteration of glasses to montmorillonite.— Amer. Mineralogist, 24, N 9.
Hawkins D. B., Roy R. 1963. Experimental hydrothermal studies of rock alteration and clay mineral formation.— Geochim. et cosmochim. acta, 27, N 10.
Magistad O. C. 1925. The aluminium content of the soil solution and its relation to soil reaction and plant growth.— Soil Sci., 20, N 3.
Noll W. 1936. Synthese von Montmorilloniten. Ein Beitrag zur Kenntniss der Bildungsbedingungen und des Chemismus vom Montmorillonit.— Chem. Erde. 10.
Okamoto G., Okura T., Goto K. 1957. Properties of silica in water.— Geochim. et cosmochim. acta, 12, N 1/2.
Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. N. Y., 1957.
Ross C. S. 1960. Review of the relationships in montmorillonite group of clay minerals.— Clays and Clay Minerals, 7.
Ross C. S., Hendricks S. B. 1945. Minerals of the montmorillonite group. their origin and relation to soils and clays.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 205 B.
Stubičan V., Roy R. 1961. Isomorphous substitution and infra-red spectra of the layer lattice silicate.— Amer. Mineralogist, 46, N 1—2.
Sudo T. 1963. Interstratified minerals from Japan, their geological behaviours and origins. In «Internat. Clay Conf.», v. 14. Oxford, Pergamon Press.
Weaver C. E. 1958. The effects and geological significance of potassium «fixation» by expandable clay minerals derived from muskovite. biotite, chlorite, and volcanic material.— Amer. Mineralogist, 43, N 9—10.
Weaver C. E. 1960. The clay petrology of sediments.— Clays and Clay Minerals, Pergamon Press, 6.
Weir A. H., Green-Kelly R. 1962. Beidellite.— Amer. Mineralogist, 47, N 1/2.
Zen E-an. Clay mineral-carbonate relations in sedimentary rocks.— Amer. J. Sci., 257, N 1.

ТАБЛИЦЫ
I—XII

(Микрофотографии минералов фракции > 0,01 мм)

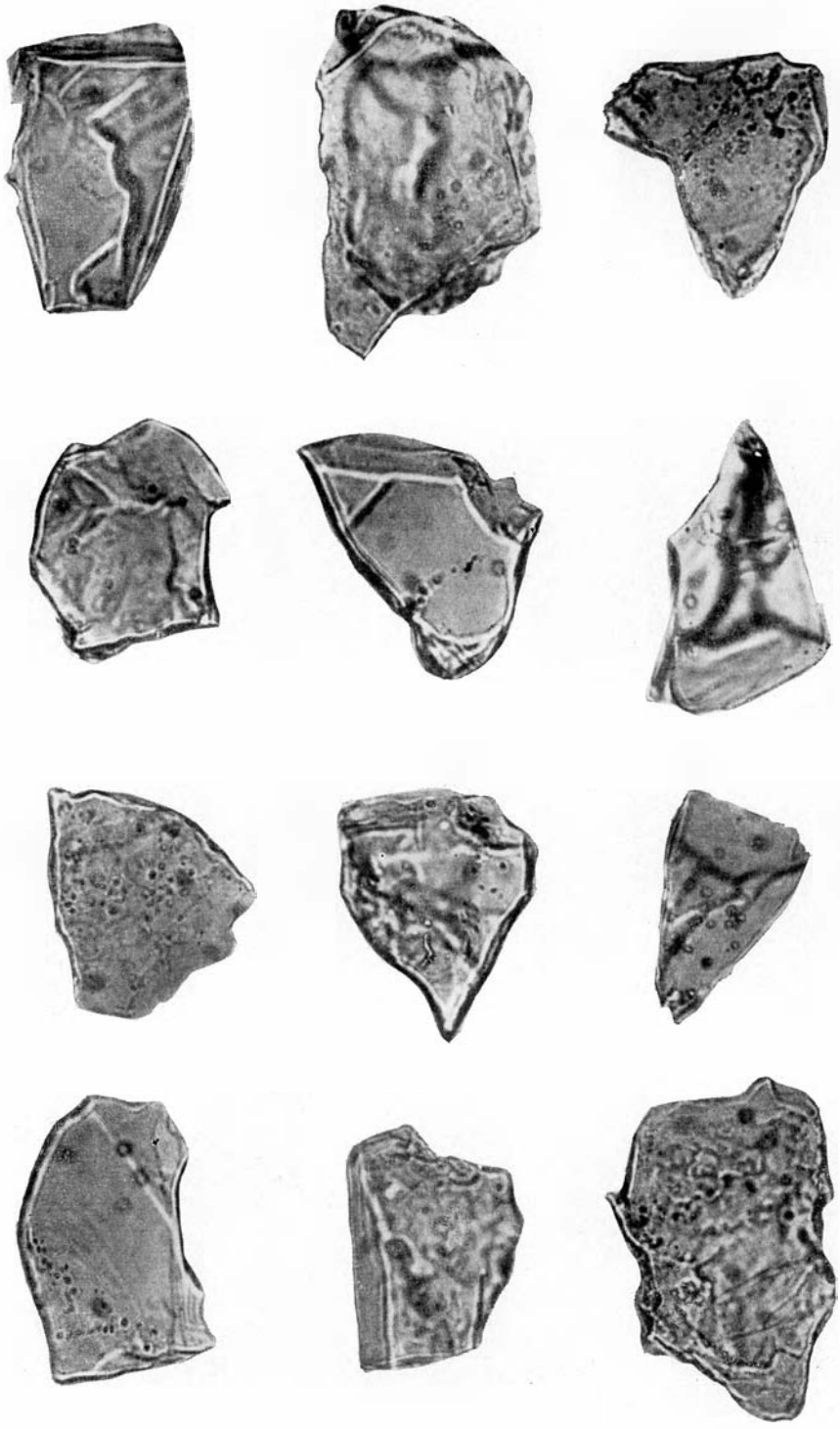


Таблица I. Кварц терригенно-карбонатных пород

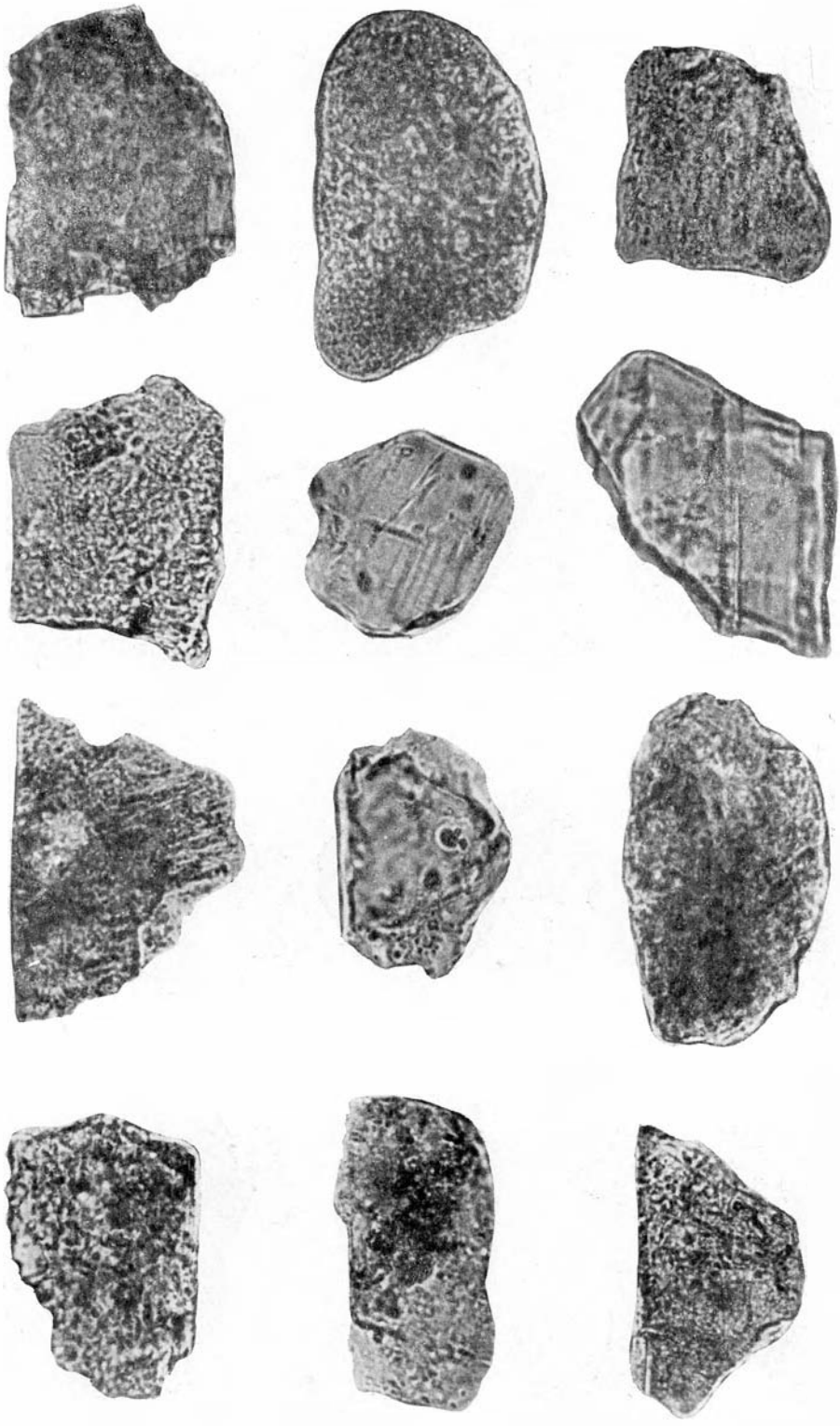


Таблица II. Полевые шпаты терригенно-карбонатных пород

Таблица III

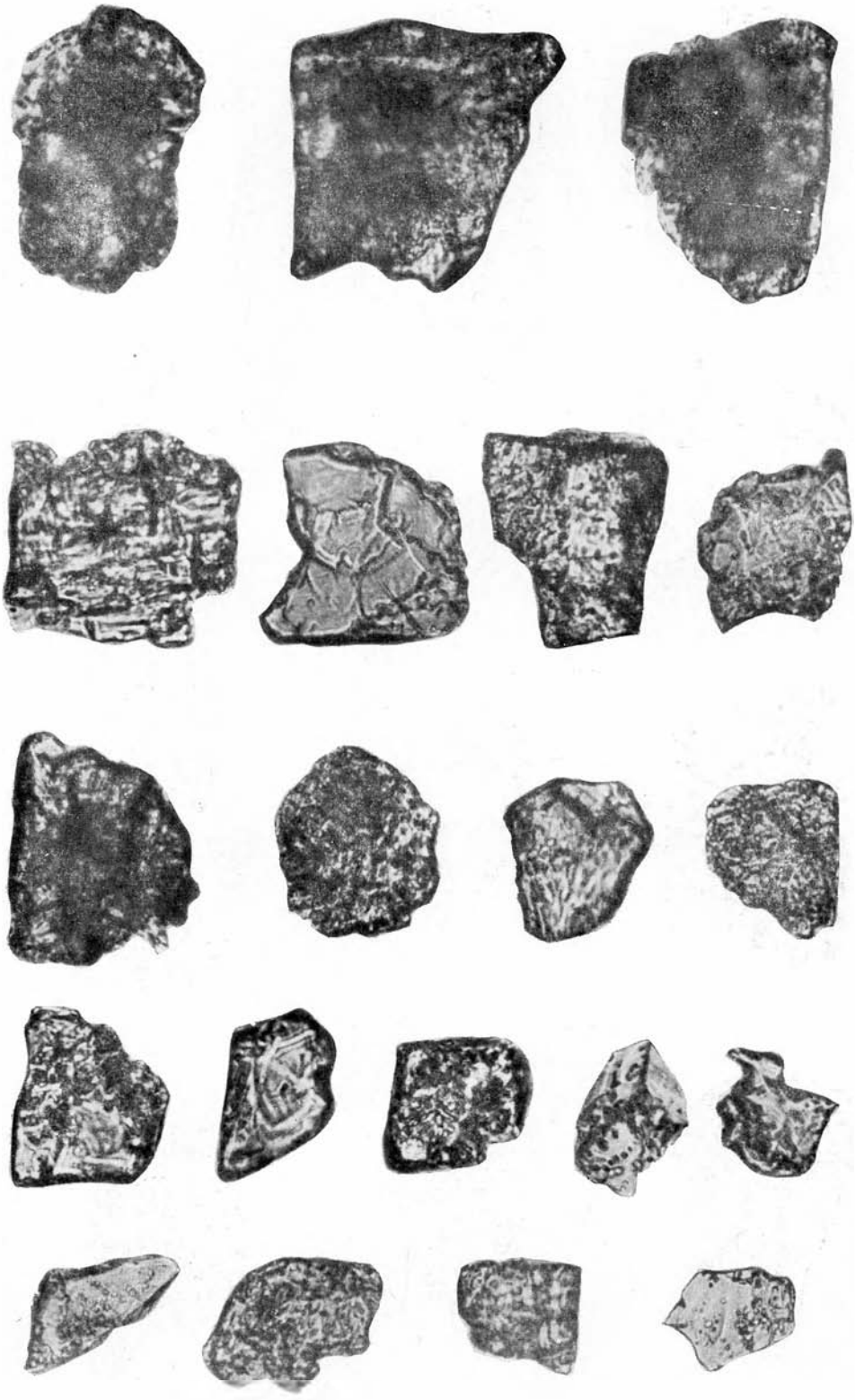


Таблица III. Минералы группы эпидота терригенно-карбонатных пород

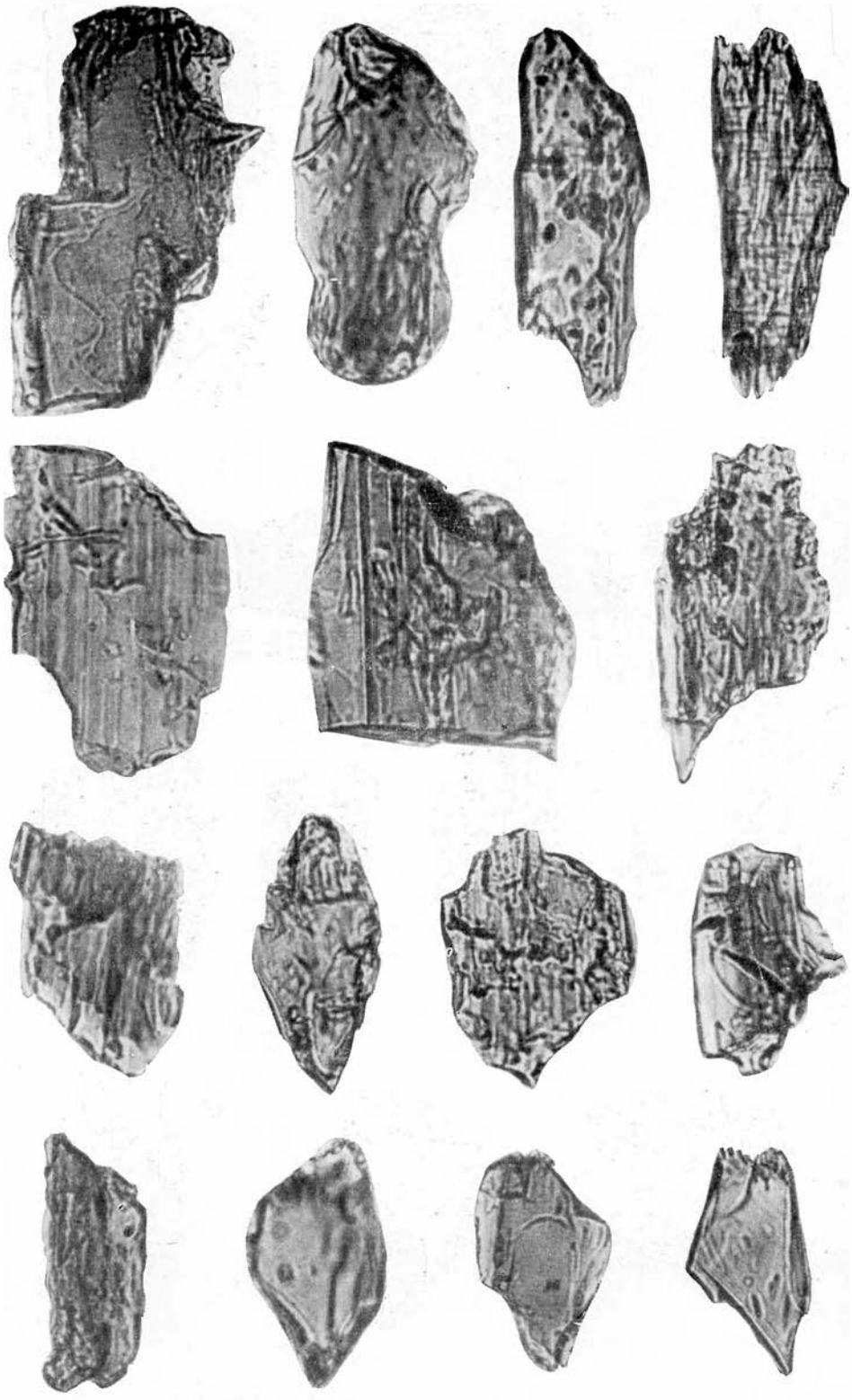


Таблица IV. Роговые обманки терригенно-карбонатных пород

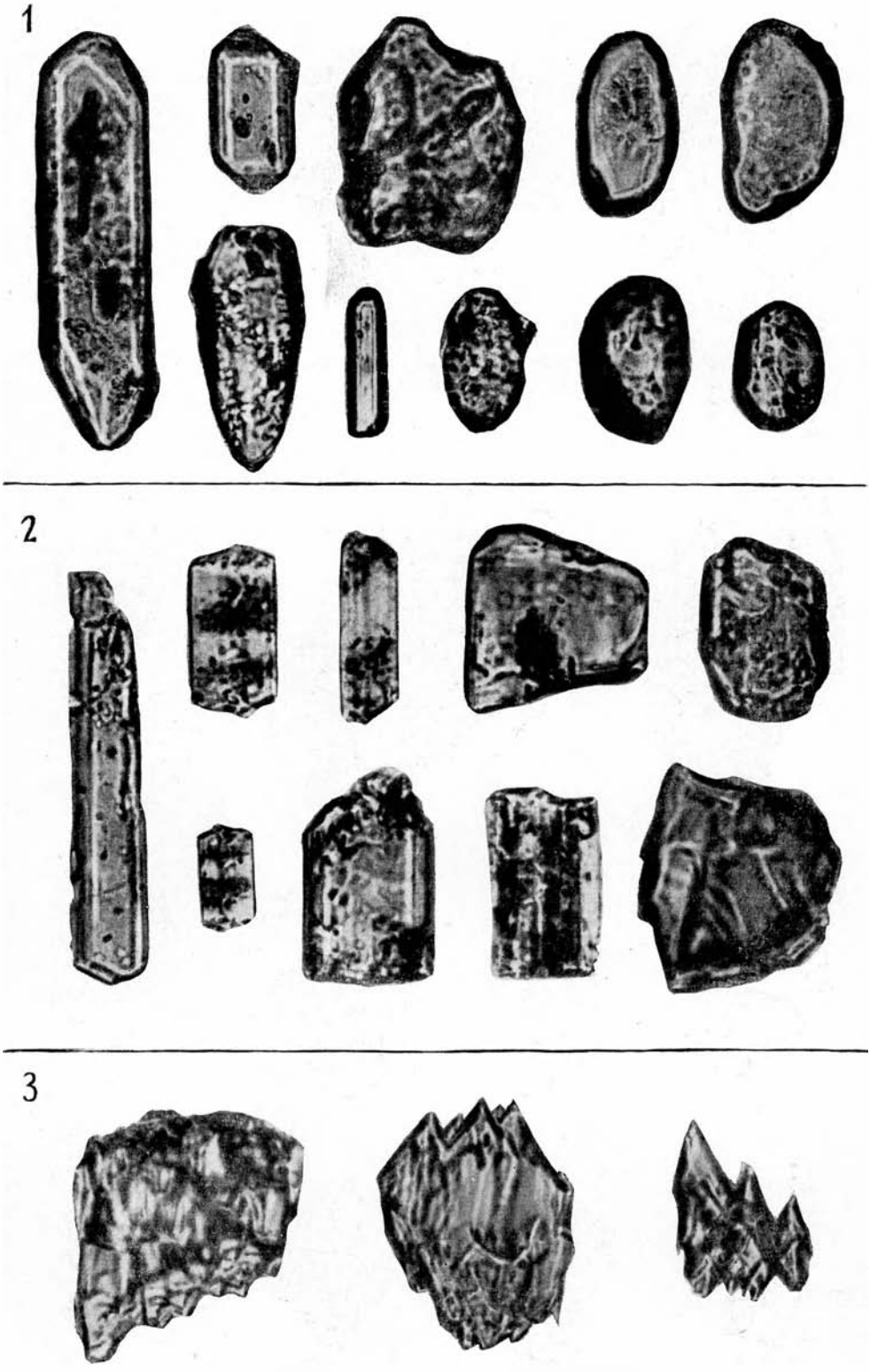


Таблица V. 1. Циркон терригенно-карбонатных пород
2. Турмалин терригенно-карбонатных пород
3. Пироксен терригенно-карбонатных пород

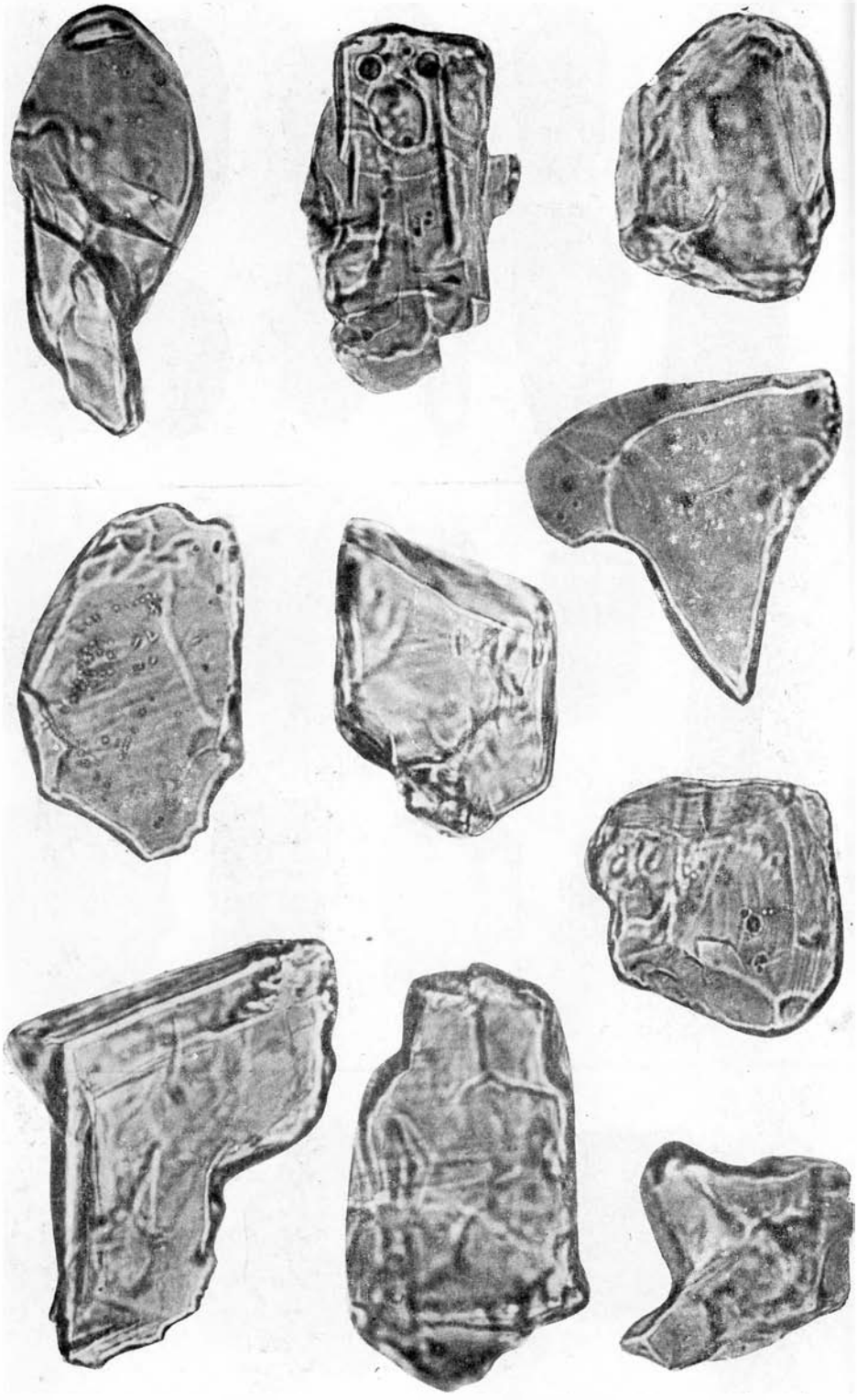


Таблица VI. Полевые шпаты пепловых туфов

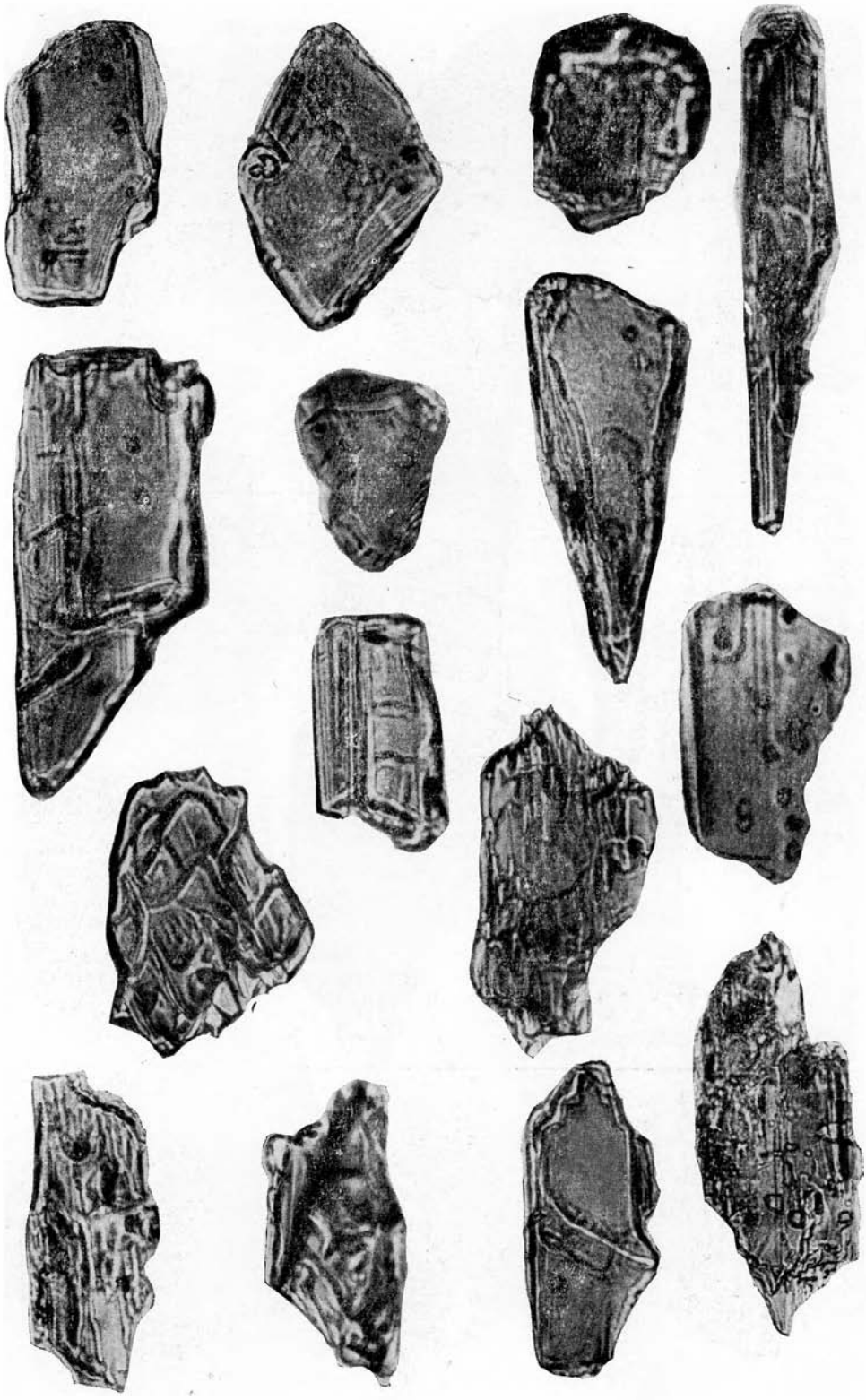


Таблица VII. Роговые обманки пепловых туфов

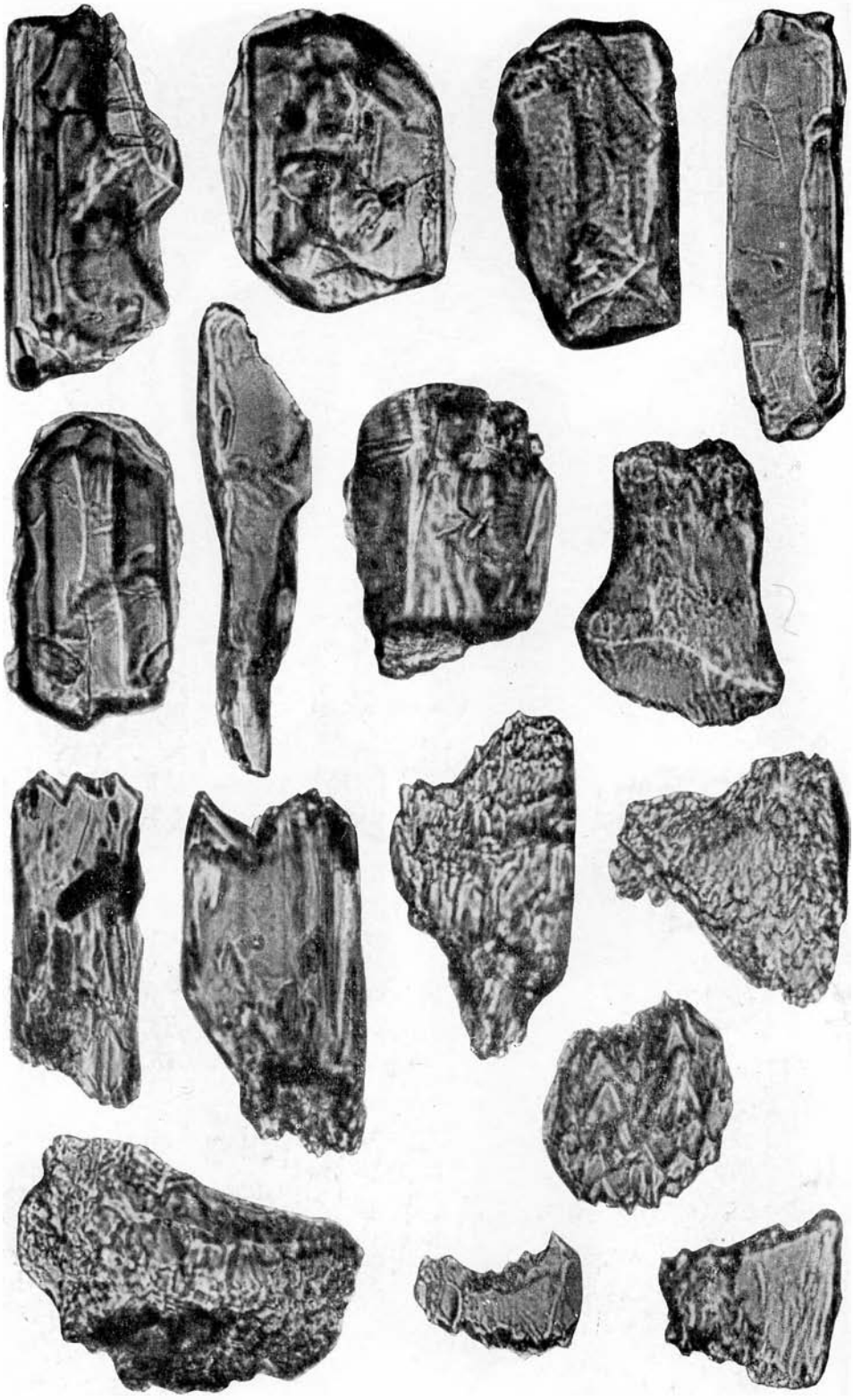


Таблица VIII. Пироксен пепловых туфов

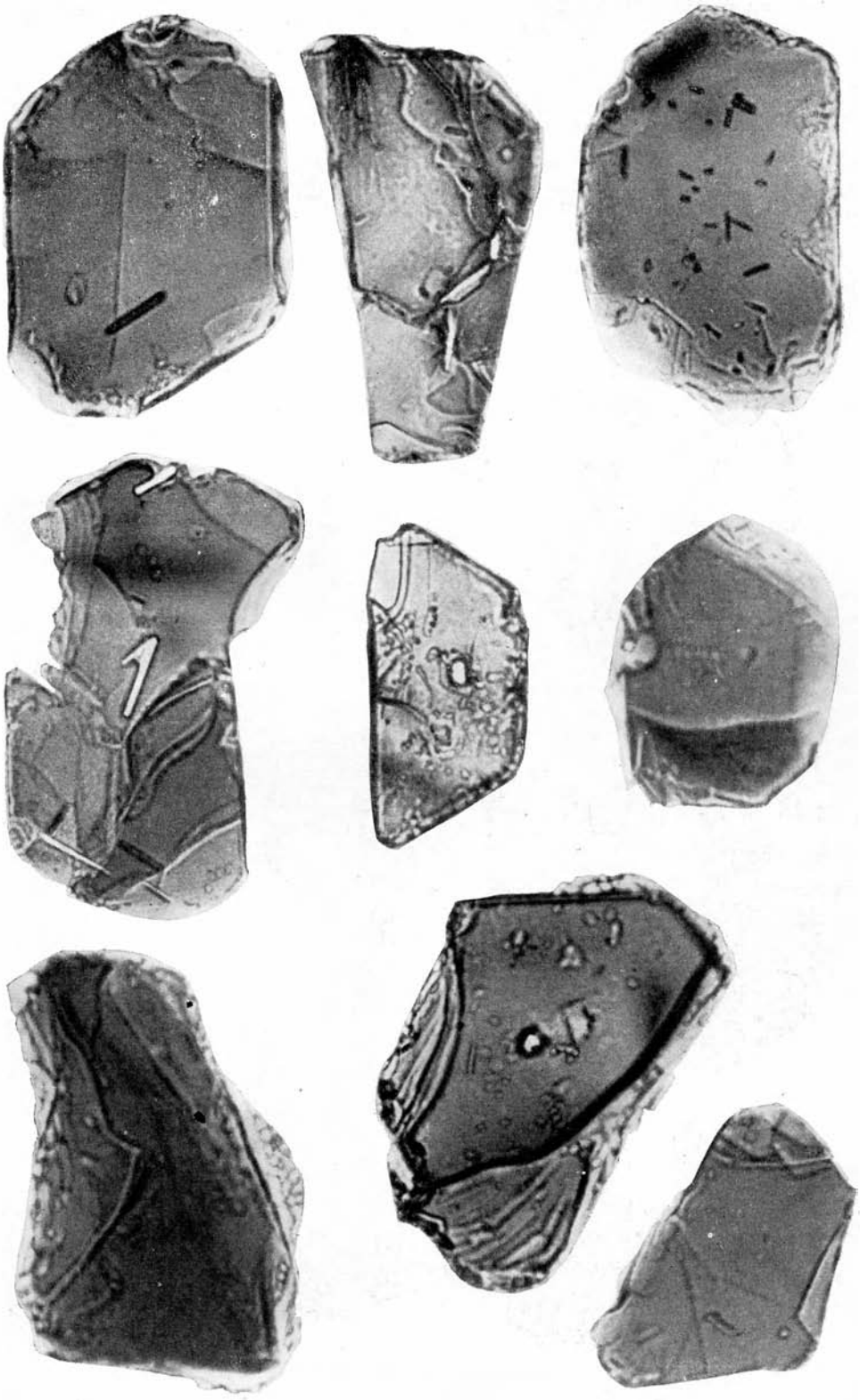


Таблица IX. Биотит пепловых туфов

Таблица X. Минералы группы эпидота пепловых туфов

Таблица XI. Гранат пепловых туфов

Таблица XII. Циркон пепловых туфов

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Глава I. Краткий обзор изученности акчагыльских отложений Прибалханского района 7

Глава II. Геологическое строение Прибалханского района 12
Стратиграфический очерк 12
Доплиоценовые отложения 12
Плиоценовые отложения 14
Четвертичные отложения 31
Условия залегания пород 32

Глава III. Литологические типы пород 36
Нормально-осадочные породы 36
Терригенно-карбонатные породы 36
Сульфатные породы 43
Вулканогенно-осадочные породы 43

Глава IV. Литогенетические типы и фации, циклическое строение разреза . . 46
Фации и литогенетические типы отложений 46
Морские фации (М) 49
Континентальные фации (К) 56
Типы циклов и циклическое строение разреза 57
Прибрежно-морские циклы (ПМ) 58
Дельтово-прибрежно-морские циклы (ДПМ) 59
Дельтовые циклы (Д) 62

Глава V. Минералогический состав нормально-осадочных пород 64
Характеристика минерального состава пород 64
Минералы песчано-алевритовых фракций 64
Карбонаты 78
Сульфаты 79
Глинистые минералы 80
Гипергенные новообразования 96
Формирование ассоциации терригенных минералов 98
Коррелятивные признаки акчагыльских отложений 103

Глава VI. Минералогический состав вулканогенно-осадочных пород 105
Характеристика минерального состава 105
Акчагыльские пепловые туфы 105
Нижнеаншеронские пепловые туфы Челекена 132
Схема постседиментационных изменений пеплового материала верхнеплиоценовых пепловых туфов 134

Глава VII. Строение и условия накопления акчагыльских отложений Прибалханского района 151
Некоторые вопросы палеогеографии территории Туркмении в предакчагыльское время 151
Литолого-фациальная характеристика акчагыльских отложений 164
Палеогеография и история формирования акчагыльских отложений . . . 169
К вопросу об акчагыльской трансгрессии 169
Палеогеография и формирование акчагыльских отложений Прибалханского района 173
Основные черты палеогеографии Туркмении в акчагыльское время 183

Заключение 190

Литература . . . 193
Таблицы I—XII . . 201

CONTENTS

Introduction 5

Chapter I. A short review of the state of knowledge of Akchagil deposits of the Pribalkhan region 7

Chapter II. Geological structure of the Pribalkhan region 12
Stratigraphic essay 12
Mode of rock occurrence 32

Chapter III. Lithological types of rocks 36
Normal sedimentary rocks 36
Volcanic sedimentary rocks 43

Chapter IV. Lithogenetic types and facies. Cyclic structure of the section . . . 46
Facies and lithogenetic types of deposits 46
Types of cycles and cyclic structure of the section 54

Chapter V. Mineralogical composition of normal sedimentary rocks 64
Characteristic of mineral composition 64
Formation of terrigenous mineral association 98
Correlative features of Akchagil deposits 103

Chapter VI. Mineralogical composition of volcanic sedimentary rocks 105
Characteristic of mineral composition 105
Scheme of post-sedimentary changes of the ash material of the Upper Pliocene ash tuffs 134

Chapter VII. Structure and conditions of accumulation of Akchagil deposits in Pribalkhan region 151
Certain problems of paleogeography of Turkmenia territory in the Preakchagil time 151
Lithological-facial characteristic of the Akchagil deposits 164
Paleogeography and history of formation of the Akchagil deposits 169

Conclusion 190

Bibliography 193
Plates I—XII 201

АНДРЕЙ ЛЕОНАРДОВИЧ ЮРЕВИЧ

Вещественный состав и условия образования акчагыльских отложений Прибалханского района Юго-Западной Туркмении

Труды ГИН, вып. 164

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Л. А. Рабинович*. Технический редактор *В. В. Волкова и В. Г. Лаут*
Сдано в набор 23/V 1966 г. Подписано к печати 19/IX 1966 г. Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 12,5+1 л. на мел. бум.+3 вкл. (0,187 п. л.=12,62). Усл. печ. л. 17,46. Тираж 700 Т-04233 Изд. № 1257/66. Тип. зак. 879.

Цена 1 р. 34 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10