

М. М. Шатров

АПТОСКИЕ
И АЛЬБСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
И ВОСТОЧНОГО КОПЕТДАГА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Управление геологии Совета Министров ТССР
Институт геологии

М. Ш. ТАШЛИЕВ

АПТСКИЕ
И АЛЬБСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
И ВОСТОЧНОГО КОПЕТДАГА

АШХАБАД 1971

В монографии впервые рассмотрены литология и органическое вещество аптских и альбских преимущественно терригенных отложений центральных и восточных районов Копетдага. Работа выполнена с привязкой к зональной биостратиграфической схеме. Применен ряд новых методических приемов. Последовательно описываются вещественный состав, фациальная изменчивость, условия накопления и последующего преобразования отложений. Дается прогноз нефтегазоносности аптских и альбских образований Предкопетдагского прогиба. Работа иллюстрируется картами, схемами и фотографиями.

Монография представляет интерес для специалистов, работающих в области литологии, стратиграфии и нефтяной геологии, а также для геологов производственных организаций, занимающихся поисками нефти и газа в Туркменистане.

Научные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук И. А. КО-
НЮХОВ и кандидат геолого-минералогических наук
П. Н. КУПРИН.

Предисловие

Региональная нефтегазоносность меловых отложений Запада Средней Азии, выявленная за последние годы, поставила перед практикой поисково-разведочных работ целый ряд новых проблем. В частности, потребовались детальные схемы стратиграфического расчленения отложений, уточненные сведения по их вещественному составу и условиям накопления, более обоснованные соображения о возможностях и путях образования в них скоплений нефти и газа. Правильное решение этих проблем немыслимо без тщательного изучения осадочных толщ в горных сооружениях и последующей экстраполяции полученных данных на закрытые смежные территории.

Настоящее исследование посвящено изучению преимущественно терригенных аптских и альбских образований Центрального¹ и Восточного Копетдага (рис. 1)². Основные задачи работы следующие: 1) определение вещественного состава пород и конкреционных образований; 2) выявление строения исследуемой апт-альбской толщи, взаимоотношений различных типов пород в разрезе и по площади; 3) реконструкция главных черт палеогеографии, условий накопления и последующего преобразования отложений; 4) выяснение принципиальной возможности нефтегазообразования в рассматриваемых отложениях и экстраполяция полученных результатов на разновозрастные накопления Предкопетдагского прогиба.

Исследования были начаты автором в 1963 г. под руководством акад. АН Туркм. ССР П. И. Калугина в Институте геологии (ИГ) Управления геологии Совета Министров Туркменской ССР (УГ СМ Туркм. ССР). Вначале работы проводились совместно с С. Х. Урмановой, занимавшейся изучением фаунистических остатков и основными вопросами биостратиграфии. Часть фауны определялась А. Л. Арустамовым, Г. Н. Бурковой-Богословской, Г. Н. Джабаровым, С. З. Товбиной. В результате были послойно изучены разрезы суммарной мощностью 7760 м и выполнен комплекс литолого-геохимических анализов. Большинство последних (за исключением описаний шлифов и части иммерсионных препаратов, осуществленных автором) были сделаны в лабораториях ИГ, остальные — в лабораториях геологического факультета Московского государственного университета (МГУ) и Туркменской геологической

¹ Сюда включаются районы собственно Центрального Копетдага и Гяурсдага.

² Все картографические построения выполнены на увеличенной карте-основе СССР масштаба 1:2500000 1964 г. издания.

экспедиции. Результаты некоторых анализов были обработаны автором в Вычислительном центре геологического факультета МГУ (руководитель Т. С. Стаховская).

На протяжении всей работы автор пользовался советами и консультациями И. А. Конюхова и П. Н. Куприна, впоследствии взявших на себя труд отредактировать рукопись. Ценные консультации и замечания были получены от Н. Б. Вассоевича, И. В. Высоцкого, Ю. К. Бурлина, В. В. Друщица, М. С. Жмуда, Ю. И. Корчагиной, Г. Ф. Крашенинникова, Т. А. Лапинской, Н. П. Луппова, Л. Н. Смирнова, В. Т. Фролова. Автор глубоко признателен названным товарищам, так же как и всем остальным, способствовавшим выполнению работы.

ВВЕДЕНИЕ

Копетдаг — обширное горно-складчатое сооружение, располагающееся на территории Южного Туркменистана и Северо-Восточного Ирана. Ширина его составляет 60—140 км, длина — около 650 км. Высота отдельных хребтов достигает 2800—3000 м. К югу от них протягиваются Аладаг-Биналудские горы, отделенные от Копетдага Кучано-Мешхедским межгорным понижением. Названные элементы рельефа, заключенные между пустынями Каракумы и Дештикевир, составляют систему Туркмено-Хорасанских гор.

На советской территории находится только северная часть Копетдага, которую в литературе обычно разделяют на Западный (западнее меридиана ст. Арчман), Центральный (между меридианами станций Арчман и Артык) и Восточный (к востоку от меридиана ст. Артык) Копетдаг. Восточное периклинальное окончание Копетдага составляет так называемый Горный Бадхыз. Наиболее обширен Западный Копетдаг, ширина которого достигает 100 км. Ширина горной полосы Центрального и Восточного Копетдага, где государственная граница располагается вдоль самых северных хребтов, значительно уже и колеблется от 10 до 50 км.

Основные черты геологического строения Копетдага и Предкопетдагского прогиба. Советский Копетдаг представляет собой часть Копетдагского мегантиклинория, объединяемого вместе с Кучано-Мешхедским прогибом и Аладаг-Биналудским мегантиклинорием в единую Туркмено-Хорасанскую складчатую область. Последняя занимает территорию одноименной горной страны и входит в Альпийско-Гималайский складчатый пояс (Вальбе, 1967).

Согласно П. И. Калугину (1957), в Копетдагском мегантиклинории различаются зона внутренних и зона краевых складок. Внутренняя зона включает серию субпараллельных антиклиналей и синклиналей, дугообразно изогнутых в плане и обращенных выпуклостью к северу. Зона краевых складок (выделяемая также под названием «зона передовых глубинных дислокаций», «Южнотуркменский краевой шов» или «Копетдагская шовная зона») выражена цепью антиклиналей, имеющих почти прямолинейное северо-западное простирание. Такая ориентация краевых складок, видимо, обусловлена наличием системы глубинных разломов, выявленной по результатам геологосъемочных, магнитометрических, гравиметрических и сейсмологических исследований (Калугин, 1966).

Обобщение данных последних лет позволило С. П. Вальбе (1970) предложить новую схему тектонического районирования Туркмено-Хорасанской складчатой области. В основу этой схемы были положены возраст основной складчатости, генетическая природа и структурное положение дислокаций. В пределах Копетдага С. П. Вальбе выделяет систему собственных дислокаций мегантиклинория и систему дислокаций краевого шва. Система собственных дислокаций Копетдагского меганти-

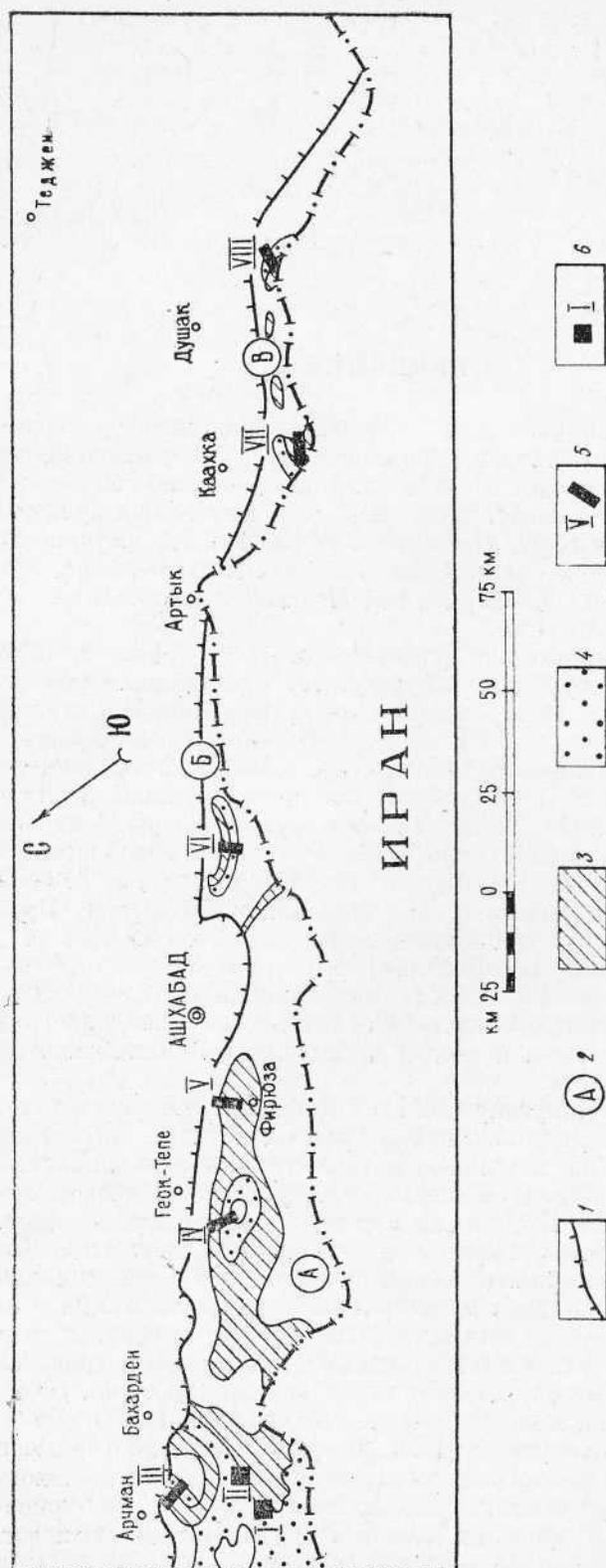


Рис. 1. Обзорная карта района исследований

1 — граница порного сооружения Копетдага; 2 — структурные области (А — Центральный Копетдаг, Б — Восточный Копетдаг); 3 — выходы аптских отложений; 4 — выходы альпских отложений; 5 — изученные разрывы; 6 — разрывы, изученные другими авторами. Названия разрывов: I — Яйлак; II — Ипайдере; III — Тежева; IV — Секизя; V — Фирюзинка; VI — Шерлок; VII — Арчинья; VIII — Душак.

клинория распадается на пять складчатых зон: Главная (предмиоценовая складчатость). Рабат-Хосардагская (предсреднеплиоценовая и позднеплиоценовая складчатость), Куйлярская (предсреднеплиоценовая и позднеплиоценовая), Балхан-Данатинская (предмиоценовая складчатость) и Восточно-Копетдагская (предсреднеплиоценовая складчатость). Система дислокаций краевого шва состоит из Передовой складчатой зоны Западного и Центрального Копетдага (предмиоценовая складчатость), Предгорной складчатой зоны Западного Копетдага (предсреднемиоценовая и позднеплиоценовая складчатость) и региональных флексур Восточного Копетдага (предмиоценовая складчатость).

Наиболее приподнятой частью Копетдага является Главная складчатая зона, почти целиком находящаяся в Иране. Складчатая зона представляет собой ряд субпараллельных антиклинальных и синклиналичных цепей, каждая из которых состоит из нескольких более или менее самостоятельных складок. В западной части зоны, где на дневную поверхность выступают в основном терригенные отложения мелового возраста, складки имеют относительно простые формы и пологие крылья. В центральных и восточных районах, где развиты палеозойские и нижнемезозойские породы, складчатость приобретает более интенсивный характер и осложняется разрывной тектоникой (Калугин, 1966).

Севернее Главной складчатой зоны расположена Рабат-Хосардагская. К ней относятся четыре крупные антиклинальные цепи протяженностью до 300 км и разделяющие их синклинали. К северо-западу от них наблюдаются Куйлярская и Балхан-Данатинская складчатые зоны (также состоящие из чередующихся антиклинальных и синклиналичных цепей).

Последняя, пятая складчатая зона системы собственных дислокаций рассматриваемого мегантиклинория — Восточно-Копетдагская. Она расположена в районе восточного замыкания мегантиклинория, между Муздеранской и Меанинской региональными флексурами. Складчатая зона состоит из серии более или менее параллельных антиклиналей и синклинали; наиболее крупными из антиклиналей являются Гяурсагская, Маньсагларская, Келатская, Дагмансянская, Ишлийская. Большинство складок Восточно-Копетдагской зоны находится на продолжении цепей Главной складчатой зоны Копетдага, резко погружающихся к востоку от Муздеранской флексуры. В районе Меанинской флексуры антиклинали вновь испытывают погружение. Однако амплитуды вертикального смещения здесь значительно меньшие. В зоне Муздеранской флексуры они достигают 5000 м, а в полосе Меанинской флексуры не превышают 1000—1200 м (Вальбе, 1967, 1970).

С севера Копетдагский мегантиклинорий ограничивается Южно-Туркменским краевым швом. Вертикальные и отчасти горизонтальные движения отдельных блоков в теле доальпийского основания, имевшие место в пределах шва, обусловили возникновение здесь характерных дизъюнктивных и пликтивных дислокаций. К ним относятся цепь передовых антиклиналей Западного и Центрального Копетдага, прилегающая к ней с юга Главная синклиналичная цепь, Предгорная складчатая зона Западного Копетдага, Муздеранская и Меанинская флексуры Восточного Копетдага (Вальбе, 1970).

Передовая антиклинальная цепь состоит из крупных складок сундучного типа, протягивающихся более чем на 250 км. На сочленении Западного и Центрального Копетдага Передовая цепь включает сложно построенный Арчман-Нухурский тектонический узел, образованный группой складок широтного и северо-восточного простирания. Далее к юго-востоку, на участке между ст. Бахарден и г. Ашхабадом к Передовой цепи относятся следующие антиклинали: Мурадкеррик, Коу, Улитоп, Гингол, Маркоу и Хальват. С северо-востока эти складки обычно оборваны

продольными взбросами и надвигами, амплитуда которых достигает трех, четырех и более тысяч метров.

Южнее передовых антиклиналей расположена почти непрерывная цепь крупных синклиналей («Главная синклинальная цепь»). В пределах Центрального Копетдага к ней относятся Дегерменджикская, Бахчинская, Скобелевская, Ванновская, Гиндуварская, Невтоновская и Яблоновская синклинали. Складки разорваны взбросо- и сбросо-сдвигами с правым смещением крыльев (Крымус, 1966).

С севера к Копетдагскому мегантиклинорию примыкает Предкопетдагский краевой прогиб. В прогибе выделяются Казанджикская, Ашхабадская и Каахкинская впадины, разделенные Кизыларватским и Аксуйским структурными выступами фундамента. На юго-востоке Предкопетдагский прогиб замыкается и посредством Серахской перемычки отделяется от находящейся восточнее крупной Мургабской впадины.

Казанджикская впадина, расположенная за границей рассматриваемой территории, значительно уступает по размерам Ашхабадской. Последняя имеет протяженность около 300 км и ширину до 80 км. Длина Каахкинской впадины равна 130—150 км, ширина — около 70 км. Впадины выполнены мезо-кайнозойскими отложениями, мощность которых в приосевой части прогиба составляет 8—12 км.

В пределах Предкопетдагского прогиба обычно выделяют три зоны: внутренний складчатый борт, приосевую зону и внешний платформенный борт. Наиболее хорошо выражены последние две зоны, тогда как внутренний борт прогиба в некоторых районах частично перекрыт надвиговыми образованиями Передовой антиклинальной цепи Копетдага (Калугин, 1966).

Внутренний борт Предкопетдагского прогиба, расположенный в области предгорий и аллювиально-пролювиальной равнины, смят в более или менее крупные складки и осложнен дизъюнктивными нарушениями. Южный борт Ашхабадской впадины почти полностью закрыт надвиговыми структурами Передовой цепи. Далее к юго-востоку южный борт прогиба выражен значительно лучше и граничит с Гяурдагской антиклиналью и Меанинской региональной флексурой.

Складки внутреннего борта Предкопетдагского прогиба по простиранию обычно не отличаются от антиклиналей Передовой цепи. Антиклинальные складки сравнительно невелики и объединяются в группы. В Ашхабадской впадине к таковым относятся Бахарден-Келятинская и Ашхабадская группы складок. В первой группе наиболее крупной является Келятинская антиклинальная складка, в Ашхабадской группе — Кешенынбаирская. Кроме названных групп складок, в описываемом районе Л. М. Расцветаевым и др. обнаружены Североарчманская и Эларватская антиклинальные структуры.

В пределах юго-восточного борта Каахкинской впадины выделяются три группы складок (Калугин, 1966): северо-западная, центральная и юго-восточная. В первую группу входят Мегелинская, Мешедабадская и Киштанская антиклинали. Здесь же находится Кзылбайракское куполовидное поднятие. В центральную группу объединяются около 10 небольших складок. К юго-восточной группе относятся Ходжабуланская, Чаачинская и Раходжинская антиклинали (Вальбе, 1967).

Приосевая зона краевого прогиба характеризуется наибольшими глубинами в Ашхабадской впадине. По данным сейсморазведочных работ, кровля барремских отложений залегает здесь на глубине до 6000 м, а кровля нижнего кампана — на глубине 4500 м. В Каахкинской впадине соответствующие параметры равны 5000 и 3500 м. В средней части Ашхабадской впадины располагается центральный грабен, ограниченный системой пересекающихся разломов с амплитудой 800—1500 м (Семенов, 1969 а, б). В пределах грабена наблюдаются хорошо выраженные

структуры типа брахиантиклиналей (Геоктепинская, Изгантская, Северо-Изгантская, Шормамышская), объединяемые в единый Изгантский вал.

Кроме этих структурных элементов, в приосевой зоне выделяются центриклинали Ашхабадской и Каахкинской впадин. На восточной центриклинали Каахкинской впадины, замыкающей Предкопетдагский прогиб, находится Такырская антиклинальная складка (Вальбе, 1967).

Внешний платформенный борт Предкопетдагского прогиба представлен обширной пологой моноклиной, иногда осложненной слабо выраженными структурными носами и террасами (например, в районе поселков Оюклы и Бахардок). Здесь же расположены Сакар-Гядынское и Карабахшинское погребенные валообразные поднятия. Углы падения моноклинали колеблются от десятых долей до одного-двух градусов. В юго-восточной части внешнего борта Каахкинской впадины обнаружена Джуджуклинская антиклинальная складка (Габриэлянц, Раевский, 1963).

К северу от Предкопетдагского краевого прогиба находится эпигерцинская Туранская плита, южный склон которой, постепенно воздымаясь, сменяется системой Центрально-Туркменских поднятий (Борисов и др., 1960; Годин, 1960).

В строении советского Копетдага участвуют осадочные отложения от верхнеюрских до четвертичных включительно. Мощность видимой части разреза достигает 9000—9600 м. В зарубежном Копетдаге широко обнажаются также нижне- и среднеюрские отложения, а еще южнее, в Аладаге и Биналуде—палеозойские и докембрийские породы. Отложения Предкопетдагского прогиба вследствие малой обнаженности и разбуренности к настоящему времени изучены слабо и здесь не описываются.

Докембрийские образования, выведенные на поверхность в центральной части Биналуда, представлены метаморфическими породами: сланцами, гнейсами, амфиболитами, мраморизованными известняками. Видимая их мощность достигает 1000 м (Мирошниченко, 1947).

Палеозойские образования известны на западной и восточной окраинах Аладаг-Биналудского мегантиклинория; в Копетдаге они обнажены в средней части хр. Муздеран. Судя по имеющимся в литературе отрывочным сведениям, палеозойские отложения могут быть расчленены на несколько литолого-стратиграфических комплексов. Они сложены в основном песчаниками, алевролитами, сланцами, мергелями, известняками, кварцитами, мраморами. Суммарная мощность их составляет около 1700—2000 м (Раслан, 1968). Выше находится толща белых известняков, известная в хр. Муздеран и условно относимая к триасу.

На рассмотренных образованиях с резким угловым несогласием залегают отложения верхнего триаса, нижней и средней юры, хорошо обнаженные в хр. Муздеран и в Биналуде. П. И. Калугин (1964) выделяет среди них два литолого-стратиграфических комплекса. Нижний комплекс включает отложения рэт-лейаса и низов доггера, представленные мелкогалечными конгломератами, песчаниками и аргиллитами угленосной свиты. Ко второму комплексу относятся отложения байоса и бата, характеризующиеся песчаниками, аргиллитами и известняками. Суммарная мощность обоих комплексов, по-видимому, достигает 4000—5000 м.

Выше по разрезу залегает малым-барремский (и, частично, нижне-аптский) карбонатный комплекс, основание которого в пределах советского Копетдага не обнажается. Верхнеюрские образования, выведенные на дневную поверхность в передовых хребтах Центрального Копетдага, сложены доломитами и сильно доломитистыми известняками, сменяющимися вверх по разрезу глинистыми известняками, с прослоями гипса и ангидрита, а затем—кристаллическими известняками и сильно известковистыми аргиллитами (Томашаев, 1966). Мощность их достигает 800 м. Валанжинские, готеривские и нижебарремские отложения, в отличие от

верхнеюрских, распространены по площади очень широко и принимают участие в строении почти всех основных антиклинальных структур Центрального и Восточного Копетдага. Отложения представлены известняками самых различных генетических типов, известковистыми песчаниками и алевролитами. Максимальная мощность их около 1400 м (Марченко, 1962). Верхняя часть рассматриваемого карбонатного комплекса (верхний баррем и зона *Deshayesites weissii* нижнего апта), выделенная И. И. Никшичем в свиту «Б», характеризуется преобладанием мергелей с тонкоплитчатой или палочковидной отдельностью; мощность ее 150—300 м.

Вышележащий апт-туронский комплекс сложен в основном терригенными породами: песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Карбонатные породы имеют резко подчиненное значение и присутствуют лишь в верхах нижнего и низах среднего апта. Изредка встречаются фосфориты. Отложения этого литолого-стратиграфического комплекса на рассматриваемой территории советского Копетдага, в отличие от его западных районов обнажены сравнительно нешироко. Они выполняют крупные синклинали или выходят на поверхность на крыльях антиклиналей. Мощность комплекса варьирует от 3000 до 1200 м.

Терригенные образования апта-сеномана и низов турона перекрываются верхнемеловым комплексом терригенно-карбонатных пород мощностью 800—1200 м (Атабекян, Лихачева, 1961; Калугин и др., 1964). Комплекс охватывает полностью (Гяурсдаг) или частично туронский, коньякский, сантонский, кампанский, маастрихтский и датский ярусы. Эти отложения имеют подчиненное площадное распространение и обычно наблюдаются в тех же районах, где и апт-сеноманские. Основной объем приходится на мергели, глинистые известняки и сильно известковистые глины. В датском ярусе Гяурсдага, наряду с названными породами, присутствуют детритовые известняки, а в Восточном Копетдаге — красноватые глины, алевролиты и песчаники (Вальбе, 1967).

Палеогеновые отложения широко развиты в низкогорной части Западного Копетдага. Далее к юго-востоку они известны на северных склонах передовых хребтов Центрального Копетдага, вдоль хребтов Зиракев, Кизылдаг и в предгорьях Восточного Копетдага. В северо-западных районах рассматриваемые отложения представлены главным образом известковистыми и алевролитистыми глинами. Мощность их в Западном Копетдаге колеблется от 2400 до 1800 м (Сукачева и др., 1961). В Центральном Копетдаге она сокращается до 600 м (Дмитриев, 1965). В Гяурсдаге и в Восточном Копетдаге мощность палеогеновых образований вновь увеличивается до 1000—1100 м. Здесь палеоген подразделяется на два литолого-стратиграфических комплекса: нижний комплекс, соответствующий палеоцену, сложен терригенно-карбонатными породами, а верхний (эоцен и низы олигоцена) — глинами.

Выше залегают неоген-четвертичные молассы преимущественно континентального происхождения, объединяемые в единый комплекс. Самая нижняя его часть соответствует верхнему олигоцену. Неогеновые отложения обнажаются на сравнительно небольшой площади и развиты в основном в зоне предгорий и к югу от хр. Гяурсдаг. Четвертичные отложения пользуются в Копетдаге наименьшим распространением, в то время как на территории Предкопетдагского прогиба они образуют почти сплошной чехол. Комплекс представлен конгломератами, галечниками, песчаниками, алевролитами, глинами и суглинками. Суммарная мощность комплекса достигает 2000 м (Вальбе, 1967).

Рассмотрение стратиграфического разреза Копетдага в историко-тектоническом плане позволяет расчленить его на три части, отражающие основные этапы геологического развития территории: доальпийское основание, доорогенный и орогенный альпийские комплексы (Вальбе,

1970). Доальпийское основание сложено докембрийскими геосинклинальными образованиями и палеозойско-триасовыми накоплениями невыясненного, предположительно платформенного происхождения.

Формирование альпийского доорогенного комплекса происходило преимущественно в условиях геосинклинального прогиба, возникшего на территории Копетдага в поздне триасовое и раннеюрское время (Резанов, 1959; Амурский, 1968). В течение юрского, мелового и палеогенового периодов здесь имело место интенсивное устойчивое погружение с накоплением преимущественно морских отложений. Наблюдавшиеся на этом фоне колебательные движения обусловили циклическое строение разреза, размыв отдельных его частей, образование маломощных слоев конгломератов и прочие регрессивно-трансгрессивные явления. Эффузивно-интрузивная деятельность проявилась слабо. Типичный флиш в альпийском доорогенном комплексе Копетдага отсутствует, а флишoidные голши наблюдаются лишь в меловых и палеогеновых образованиях.

Орогенный альпийский комплекс охватывает отложения верхов олигоцена до антропогена включительно и отвечает стадии завершения геосинклинального развития территории, резкой активизации тектонического режима и оформления современной структуры мегантиклинория. Воздымание территории и складкообразование, сопровождавшиеся возникновением многочисленных дизъюнктивных нарушений, прерывались этапами погружения области. Одновременно с этими процессами, происходившими на территории горных районов, закладывался и развивался Предкопетдагский краевой прогиб. Примечательно, что складчатая область расширяла свои границы, ассимилируя сопредельные участки эпигерцинской платформы. Особенно наглядно это проявилось на примере Горного Бадхыза, который в доорогенную фазу развития представлял собой краевую часть эпигерцинской платформы, а на стадии орогенеза был вовлечен в поднятие и складкообразование (Вальбе, Смирнов и др., 1970).

История изучения аптских и альбских отложений Копетдага. В изучении аптских и альбских образований Копетдага можно выделить три этапа. Первый этап охватывает XIX и начало XX вв., второй — промежуток 1923—1957 гг., третий — период с 1957 г. до настоящего времени.

Присутствие апта и альба в Копетдаге впервые было установлено К. И. Богдановичем (1887, 1890), проводившим рекогносцировочные орографические и геологические работы в Туркмено-Хорасанских горах. При этом в аптский ярус он ошибочно включал и карбонатную валажин-барремскую толщу.

Изучение стратиграфии апта и альба Копетдага начал А. Д. Нацкий (1914, 1915, а, б, 1917), работавший в западных районах. Определение фаунистических остатков позволило ему предложить схему стратиграфического расчленения рассматриваемых отложений, сходную с международной. В аптских отложениях А. Д. Нацкий выделяет слои с *Exogyra*, с *Parahoplites aff. multicosatus* Sinz. и клансейский горизонт, а в альбских — слои с *Leymeriella tardefurcata* Leym., *Desmoceras cleon d'Orb.*, *Hoplites dentatus* Sow., *Hoplites splendens* Sow., *Mortonicerias inflatum* Sow., *Hoplites coelonotus* Pict. et Ren. Эта схема для своего времени была большим достижением и впоследствии явилась основой для углубленных стратиграфических исследований.

Трудами К. И. Богдановича, А. Д. Нацкого и ограничивается первый этап. Основные его достижения — установлено наличие в Копетдаге апта и альба и дана первая биостратиграфическая схема их расчленения.

Второй этап в изучении апт-альбских отложений Копетдага начинается после гражданской войны. Первыми работами этого периода являются исследования И. И. Никшича (1924, 1925, 1926, 1929, 1931,

1932), проводившего в 1923—1928 гг. пятиверстную геологическую и гидрогеологическую съемку Копетдага. В съемке принимали участие В. В. Александров, В. Н. Огнев, Г. И. Смолко.

И. И. Никшич описал несколько разрезов нижнего мела, карбонатная нижняя толща которого была подразделена на свиты «А» и «Б». Возраст свиты «Б», как определил изучавший палеонтологические сборы И. И. Никшича В. П. Ренгартен (1925), датировался поздним барремом. Стратиграфическое расчленение двух верхних ярусов нижнего мела производилось в основном по схеме А. Д. Нацкого. Апт был разделен И. И. Никшичем на два подъяруса. Это — «нижнеаптская свита зеленых песчаников», в основании которой отмечается фосфоритовый горизонт с *Deshayesites weissi* Neum. et Uhl., *D. bodeli* Koenen и «верхнеаптская септариевая свита» с *Acanthohoplites trautscholdi* Sim., *Ac. multispinatus* Anth., *Ac. polani* Seun. (Никшич, 1929).

Региональные геологосъемочные работы в Копетдаге, начатые И. И. Никшичем по заданию Управления водного хозяйства Средней Азии, были значительно расширены в 1935 г. Среднеазиатским геологоразведочным трестом, а с 1938 г. продолжены Туркменским геологическим управлением. В этих работах участвовали Н. П. Васильковский, А. В. Данов, П. И. Калугин, Г. И. Каляев, А. А. Лавров, Г. К. Литвин, В. Н. Огнев, М. П. Сукачева, усилиями которых вся площадь советского Копетдага оказалась к 1944 году охваченной среднемасштабной геологической съемкой. Данные съемки по центральным и восточным районам Копетдага были обобщены П. И. Калугиным, и по западным районам — М. П. Сукачевой. В результате геологической съемки, а также исследований Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) и Среднеазиатской экспедиции АН СССР, проведенных в те же годы, были выяснены площадное распространение, некоторые вопросы стратиграфии, вещественного состава и нефтегазоносности апт-альбских отложений.

Среди работ этого времени важное значение имели труды Н. П. Васильковского по геологии юго-восточных районов Западного Копетдага. Приняв за основу литологические признаки, Н. П. Васильковский расчленил апт-альбские отложения на ряд свит, дав им буквенные обозначения. Это — свиты В, Г₁, Г₂, Д, Е, Ж, З, И₁, И₂, И₃. Они были охарактеризованы фаунистическими остатками и данными микроскопического изучения пород. Схема, предложенная Н. П. Васильковским, была широко использована при геологической съемке. Им же впервые отмечено, что текстуры пород массивные и слоистые. Н. П. Васильковский указал на присутствие кальцитовых, а в некоторых горизонтах и фосфатных конкреций.

Более углубленно вещественный состав апт-альбских образований Западного Копетдага был рассмотрен А. А. Лавровым в 1937 году. Он выяснил, что минеральный состав песчано-алевритовых пород сравнительно однообразен и характеризуется резким преобладанием кварца при наличии полевых шпатов, слюд, хлорита, глауконита, глинистого вещества, кальцита и некоторых других минералов. Таким образом, Н. П. Васильковский и А. А. Лавров явились пионерами в изучении литологии аптских и альбских отложений Копетдага.

В эти же годы А. Е. Глазунова выполняет стратиграфо-палеонтологические исследования, результаты которых отражены в ряде работ и впоследствии обобщены в монографии (Глазунова, 1953). В монографии описано 55 видов и разновидностей апт-альбских аммонитов, относящихся к девяти родам. Используя достижения А. Д. Нацкого, И. И. Никшича и др., А. Е. Глазунова предложила новую схему биостратиграфического расчленения апта и альба Копетдага. Клансейский горизонт был отнесен ею к нижнему альбу. В нижнем апте выделялись две зоны — дегезито-

Серия оригинальных исследований, посвященных изучению вещественного состава пород, была выполнена А. Б. Вистелиусом (1954, 1958; Вистелиус, Ярославская, 1954; Вистелиус, Крылов, 1961). Определив минеральный состав апт-сеноманской толщи Закаспия (включая Западный и частично Центральный Копетдаг), спектрофотометрическую характеристику пород и их абсолютный возраст, А. Б. Вистелиус выделяет Малый Балхан и Копетдаг в Западно-Туркменскую терригенно-минералогическую провинцию. Последняя «...характеризуется малым содержанием ильменита (менее 15%), относительно высоким хромита и почти полным отсутствием магнетита...» (Вистелиус, 1954, стр. 506). Возраст обломочной части пород датируется в 200—225 млн. лет. А. Б. Вистелиус полагает, что области сноса терригенного материала находились в самой геосинклинали, по-видимому, в южной ее части.

Одной из последних работ второго этапа является рукопись В. Г. Кравец, изучавшей рассеянное органическое вещество и коллекторские свойства нижнемеловых отложений Западного Копетдага. Выводы, к которым пришла В. Г. Кравец в 1954 г., подтвердили высокую оценку перспектив нефтегазоносности этих отложений, данную ранее М. И. Варенцовым и П. Г. Суворовым.

В 1957 г. вышел в свет XXII том «Геология СССР», в котором, в частности, рассматриваются стратиграфия и условия накопления аптских и альбских отложений Копетдага. Названная работа, суммирующая накопленные ранее достижения, завершает второй этап в изучении рассматриваемых отложений. Основные итоги этого периода следующие. Геологическая съемка, проведенная в Копетдаге, значительно углубила представления о развитых на этой территории апт-альбских отложениях и дала толчок стратиграфическому изучению их. Были выяснены фосфоритовосность и основные черты палеогеографии апта и альба. Для Западного Копетдага были сделаны первые попытки изучения литологии и геохимии нижнемеловых отложений, а также отмечены перспективы их нефтегазоносности.

Систематическое и самостоятельное изучение интересующих нас отложений начинается с 1957 г. западнокопетдагской апт-альбской партией № 22 Среднеазиатской экспедиции ВСЕГЕИ, продолженное впоследствии экспедициями ИГ и других организаций. Этим временем (1957 г.) мы и датируем начало третьего, последнего этапа в изучении апта и альба Копетдага.

Уже первый предварительный отчет апт-альбской партии ВСЕГЕИ 1958 г. отражал комплексный подход: изучение биостратиграфии отложений сопровождалось выяснением их вещественного состава и условий осадконакопления. В дальнейших работах сотрудников партии (Луппов, Сиротина, Товбина, 1960; Товбина, 1967, 1968; и др.) это направление было продолжено. Были послойно описаны аптские и альбские образования Западного Копетдага, создана детальная схема их стратиграфического расчленения (с включением клансея в альб), охарактеризованы литолого-минералогические особенности и условия накопления отложений.

В самых западных разрезах Копетдага (Кюрендаг) стратиграфия апта и альба изучалась М. И. Соколовым (1958, 1963, 1966), начавшим свои исследования в Западной и Северной Туркмении с 1951 г. Клансейский горизонт в работах 1958 и 1959 гг. относился М. И. Соколовым к альбу, а в дальнейшем — к апту. Наиболее детально были изучены альбские отложения, подразделяющиеся исследователем на ряд зон и подзон (Соколов, 1963, 1966). На основании фациального сходства разрезов Кюрендага и Малого Балхана утверждается структурная однородность этой территории в аптский и альбский века.

Результаты собственных наблюдений и сборы фаунистических остатков, большей частью определенных палеонтологами ВСЕГЕИ,

позволили В. А. Орехову (1965) опубликовать схему зонального расчленения апта и альба Гяурсдага. В последующем эта схема была несколько изменена С. Х. Урмановой и М. Ш. Ташлиевым, давшими на основе своих исследований зональное расчленение и сопоставление апт-альбских отложений Центрального, Восточного Копетдага и Горного Бадхыза (Урманова, 1961; Урманова, Ташлиев, 1967 а, б). В 1969 г. В. Б. Сапожниковым и М. Ш. Ташлиевым была предложена принципиально новая трактовка стратиграфии альбских отложений Гяурсдага, основанная прежде всего на определении возраста и генезиса фосфоритовых пластов.

В апреле—мае 1966 г. была проведена Всесоюзная экскурсия по меловым отложениям Средней Азии, участники которой посетили, в частности, апт-альбские разрезы Западного и Центрального Копетдага. Был издан «Путеводитель экскурсии...» (1966), где в кратких очерках освещались общий характер отложений и основные вопросы их стратиграфии. После экскурсии состоялась сессия Постоянной стратиграфической комиссии по мелу Межведомственного стратиграфического комитета СССР, на которой были сформулированы основные итоги экскурсии и приняты отдельные рекомендации («Постановления...», 1968). В частности, было отмечено, что выделяемая в Туркменистане зона *Acanthophriles prodromus* является самостоятельным стратиграфическим подразделением и должна рассматриваться в объеме клансея.

Специальное изучение литологии аптских и альбских отложений Копетдага, как уже было отмечено, началось фактически с 1957 г. В Западном Копетдаге такие работы были выполнены В. Л. Либровичем, Е. А. Сиротиной, Э. Я. Яхниним и частично сотрудниками Туркменской экспедиции МГУ под руководством П. Н. Куприна. В результате было установлено, что апт-альбская толща Западного Копетдага характеризуется разнообразными терригенными и карбонатными отложениями. Породы были систематизированы по типам и впервые подробно описаны (Либрович, 1963). Оказалось, что содержание тяжелой фракции в аптских и альбских отложениях Западного Копетдага очень мало. Минеральный состав тяжелой фракции беден: резко преобладает циркон (до 76%), а все остальные минералы (гранат, турмалин, рутил и др.) присутствуют в количестве не более нескольких процентов. В 1961 г. В. Л. Либрович подробно описал фации¹ апта и альба Западного Копетдага. Он выделяет три группы фаций: 1) фации подводных плато; 2) фации внутренней сравнительно глубоководной части шельфа и склонов глубоководных впадин; 3) фации центральных частей глубоководных впадин. Каждая из этих групп включает несколько определенных фаций; при этом наибольшим их разнообразием характеризуется первая группа. Изучение коллекторских свойств пород апт-альбской толщи Западного Копетдага показало, что они обладают сравнительно невысокими емкостными и фильтрационными свойствами (Куприн, Архипов, 1963; Скуб, Атаев, 1965; Скуб, 1969).

В центральных и восточных районах Копетдага, так же как и в западных, литология апта и альба до недавнего времени углубленно не изучалась. В 1963 г. А. Алланов описал ниже- и среднеаптские отложения Восточного Копетдага в долине р. Душак. Полученные данные приведены им в монографии, посвященной нижнемеловым образованиям Восточного Туркменистана (Алланов, 1968). В последние годы вопросы литологии апт-альбских отложений Центрального и Восточного Копетдага рассмотрены автором данной работы в ряде статей.

Определения физических свойств пород мезо-кайнозоя Копетдага, необходимые для геофизических и других исследований, были выполнены

¹ Здесь термин «фация» употреблен в понимании самого В. Л. Либровича, т. е. в генетическом значении.

в 1955—1960 гг. В. В. Косаревой, С. М. Виленской и И. Х. Юдборовским. Характеристика плотности мезокайнозойских пород опубликована И. Х. Юдборовским (1963), который выделяет ряд плотностных комплексов и, в частности, апт-альб-сеноманский. Отмечается, что плотность пород этого комплекса в горной части Туркменистана, как правило, превышает $2,55 \text{ г/см}^3$, а максимум ее приходится на дагирмандагский (тежевинский) разрез Центрального Копетдага. Эти же данные нашли отражение в книге «Физические свойства осадочного покрова территории СССР» (1967).

Наряду с литологическими работами в последние годы возобновилось изучение рассеянного органического вещества рассматриваемых отложений, начатое в 1954 г. В. Г. Кравец. В Западном Копетдаге такие исследования проведены А. А. Атаевым, О. В. Барташевич (1963; Кудельский, Барташевич, 1964), Б. А. Атаевым и А. И. Скубом (1965). О. В. Барташевич и В. И. Грабенко изучали и более восточные районы Копетдага — разрез нижнего-среднего апта в долине р. Алтыяб и полный разрез апта-альба в долине р. Шерлок (рукопись, 1964). Систематизированное описание органического вещества апт-альбских отложений центральных и восточных районов Копетдага дано М. Ш. Ташлиевым в 1966 г.

Основные выводы, к которым приходят упомянутые авторы, в общем сходны. Отмечается, что распределение рассеянного органического вещества (ОВ) и битумоидов зависит от литологического типа пород. Повышенное содержание этих компонентов наблюдается в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах, тогда как в песчаниках оно падает. О. В. Барташевич, В. И. Грабенко считают, что в породах одного и того же литологического типа содержание ОВ и битумоидов увеличивается в направлении с северо-запада Копетдага на юго-восток. Тем не менее О. В. Барташевич (1963; Кудельский, Барташевич, 1964) полагает, что содержание ОВ в керне скв. 1400-к в Сумбарской долине Западного Копетдага не зависит от состава вмещающих пород и увеличивается с глубиной, т. е. от верхнесеноманских отложений к альбским. О. В. Барташевич отмечает, что в том же направлении происходит возрастание доли битумоидных компонентов в балансе ОВ и увеличение количества масел в битумоидах, считающихся миграционными.

Наконец, характерной особенностью третьего этапа является появление большого количества работ, в той или иной степени посвященных изучению перспектив нефтегазоносности апта и альба Южной Туркмении. Среди них — работы П. И. Калугина (1964), А. А. Борисова и др. (1960), С. П. Вальбе, Ю. Г. Кирьянова и Л. Н. Смирнова (1960 а, б), В. А. Николенко (1960), И. О. Брода (1962), П. Н. Куприна и А. Я. Архипова (1963), Р. Е. Айзберга, А. Г. Блискавки и Г. А. Габриэлянца (1964), А. В. Кудельского и О. В. Барташевич (1964), А. Я. Архипова (1966), П. Н. Куприна (рукопись 1965 г.), С. П. Вальбе (1967, 1969), А. Г. Блискавки и др. (1968), А. В. Кудельского и В. П. Калугина (1968), В. Ф. Карташева (1969), А. Ф. Семенцова (1969 а, б), А. И. Скуба (1969) и др. Почти во всех этих работах терригенный апт-туронский литолого-стратиграфический комплекс Юга Туркменистана рассматривается в качестве наиболее перспективного на обнаружение нефти и газа.

О методике исследования, использованных классификациях и терминах. Прежде чем приступить к сути настоящего исследования, автор считает целесообразным остановиться на основных методических приемах, классификациях и терминах, использованных в работе. Заметим, что с самого начала большое внимание было уделено выработке схемы стратиграфического расчленения и сопоставления отложений, поскольку достоверность литологической работы (как и любого другого геологического изыскания) определяется степенью стратиграфической изученности

описываемого природного объекта. В данном случае эти исследования выполнялись палеонтологом-биостратиграфом и литологом совместно. Методическая правильность и необходимость такого комплексного подхода подчеркивалась в литературе неоднократно (Осипова, 1955; Фролов, 1965; Жижченко, 1969 и др.). Сейчас признано, что точное сопоставление разрезов невозможно на основании одних находок руководящих фаунистических остатков, без тщательного изучения литолого-фациальных особенностей отложений. Аптский и особенно альбский ярусы Копетдага заключают богатые комплексы фаунистических остатков, позволившие расчленить отложения на наиболее дробные подразделения единой стратиграфической шкалы. Тем не менее, в некоторых стратиграфических интервалах (в частности, в ниже- и среднеаптском подъярусах) руководящие ископаемые были найдены не во всех разрезах. В таких случаях метод литологической корреляции отдельных частей разрезов приобретал весьма важное значение.

Литологические особенности отложений, палеогеография и история геологического развития региона изучались по следующей методической схеме. На первом этапе были выделены литологические типы пород на основании общепринятых признаков — структура, текстура, отдельность — и определен их минеральный состав. Следующий этап заключался в выяснении строения осадочной толщи, то есть расположении изученных пород в разрезе (цикличность) и по площади (фациальная изменчивость). В результате была создана фактическая база для палеогеографических реконструкций и определения основных черт геологической истории. Переход к восстановлению древних обстановок осадконакопления совершался, таким образом, только после того, как были изучены реальные природные объекты (осадочные толщи и составляющие их породы). Тем самым выдерживалась внутренняя логика исследования. Необходимость соблюдения именно такой последовательности работ подробно обосновал В. Т. Фролов (1965).

Следующая методическая особенность данной работы — применение некоторых приемов математической статистики. Вычислительные операции выполнялись на электронно-вычислительной машине (ЭВМ) «Сетунь», по программе, составленной Ю. Н. Черепенниковой. Для каждой из статистических совокупностей определялись среднее арифметическое (\bar{X}), среднеквадратичное отклонение (S) и другие основные параметры распределения признаков. Выяснение тесноты корреляционной связи между статистическими признаками осуществлялось методом корреляционного анализа (линейной корреляции). Вычисление коэффициента корреляции — r выполнялось на ЭВМ параллельно с получением основных статистических параметров. Значимость коэффициента корреляции оценивалась по номограмме Н. Б. Вассоевича, Н. Г. Кузнецовой, А. Д. Хамиды (1968).

Полевое исследование отложений проводилось на основе методики, изложенной в специальных руководствах («Методическое руководство по геологической съемке и поискам», 1954; «Методы изучения...», 1957; Рухин, 1961). При характеристике внешнего облика пород большое внимание уделялось выяснению таких параметров, как отдельность и текстура. В понятие «отдельность» внесен размерный признак: мелкая — величина усредненного диаметра меньше 2,5 см, средняя — от 2,5 до 5 см, крупная — от 5 до 10 см и глыбовая — больше 10 см. Текстура пород изучалась по методике Л. Н. Ботвинкиной (1964), Н. Б. Вассоевича («Справочное руководство...», том I, 1958) и других исследователей. При подразделении слоистости пород по мощности автор использовал классификацию Н. Б. Вассоевича (1954), по-видимому, наиболее приемлемую для апт-альбских отложений Копетдага, внося лишь небольшие упрощения для микрослоистости или листоватости. Последняя характеризует

породы, у которых толщина слоев меньше 0,2 см; тонкая слоистость наблюдается в породах с мощностью слоев 0,2—5 см. Конкреционные образования описывались по методике А. В. Македонова (1954, 1956), З. В. Тимофеевой («Методы изучения...», 1957), Г. И. Бушинского (1962).

Лабораторное изучение отложений выполнялось по методам, рекомендуемым в специальных руководствах («Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин», 1957; «Методы изучения...», 1957; Фролов, 1964) и в работах Н. В. Логвиненко (1957, 1967), Г. Б. Мильнера (1968), И. А. Преображенского и С. Г. Саркисяна (1954), Л. Б. Рухина (1961). Были осуществлены описания шлифов (470 шт.), гранулометрический анализ (240), иммерсионный анализ минералов алевритовых фракций (70), определения общей карбонатности (500), химический анализ фосфатных конкреций (3) и солянокислых вытяжек (44), термический анализ карбонатных пород и конкреций (25). Подсчет минерального состава песчано-алевритовых пород в шлифах производился на интеграционном столике ИСА. Содержание отдельных минералов в тяжелой фракции выражалось в процентах по отношению к общему количеству подсчитанных зерен. Для характеристики физических свойств пород определялись открытая пористость (100 шт.), плотность (52) и абсолютная газопроницаемость (23).

Минеральный состав аргиллитов исследовался во фракции меньше 0,001 мм, поскольку концентрация глинистых минералов в этой фракции максимальная (Райтбурд, Царева, 1965). Были применены следующие методы: термический на пирометре Курнакова ФПК-55 (38 шт.), электронномикроскопический на аппарате ЭМ-5 (20 шт.), рентгенографический на установке УРС-55 А (43 шт.) и валовый химический анализ (9). Приблизительное количественное соотношение глинистых минералов устанавливалось путем сравнения полученных дебаегграмм с рентгенограммами эталонных смесей.

Рассеянное органическое вещество изучалось по методам, изложенным в «Руководстве по методике люминесцентно-битуминологических исследований» (1966), а также в работах К. Ф. Радионовой («Методы изучения...», 1957), В. Н. Флоровской (1959). Определение некарбонатного углерода (210 шт.) было выполнено методом сухого сжигания и в трубчатой печи Марса. Битумоиды пород (210) анализировались капельным, эталонным и капиллярным методами в двух растворителях, в хлороформе и спирто-бензоле. Хлороформные экстракты битумоидов подвергались элементному (13) и компонентному (2) анализам. Было выяснено и содержание в породах гуминовых кислот, растворимых в 2% растворе щелочи (210). Кроме перечисленных анализов, при изучении органического вещества были использованы описания обычных петрографических шлифов и шлифов, приготовленных на силикатном клее. Последние (27 шт.) рассматривались под ультрафиолетовым микроскопом МУФ-1.

Систематизация фактического материала производилась на основе рабочих классификационных схем. Выбор последних (в отличие от общих, генеральных литологических классификаций, которые видоизменялись и будут изменяться параллельно с развитием литологии как науки) является в настоящее время в значительной степени делом «вкуса» того или иного исследователя. Выбор большой, зачастую разнородный (Дмитриева, Либрович и др., 1968).

При классифицировании структур обломочных пород в данной работе была принята следующая градация основных фракций: крупная галька — размер обломков от 100 до 50 мм, средняя галька — от 50 до 25 мм, мелкая галька — от 25 до 10 мм, гравий — от 10 до 2 мм, грубозернистый песок — от 2 до 1 мм, крупнозернистый песок — от 1 до 0,5 мм, среднезернистый песок — от 0,5 до 0,25 мм, мелкозернистый песок — от 0,25 до

0,1 мм, крупнозернистый алеврит — от 0,1 до 0,05 мм, мелкозернистый алеврит — от 0,05 до 0,01 мм, глинистые частицы — меньше 0,01 мм. Определение номенклатурных названий песчано-алевритовых, глинистых и смешанных пород по результатам гранулометрического анализа производилось на основе классификационного треугольника Л. В. Пустова-лова, Мир-Али-Кашкая и др. (1944). Однако предложенные этими авторами названия некоторых разновидностей смешанных пород для сцементированных осадочных образований мало приемлемы и не нашли широкого применения. В данной работе они заменены другими: сильно песчанистый хлидолит (вместо супесь), сильно алевритистый хлидолит (вместо субалевролит) и сильно глинистый хлидолит (вместо суглинок).

Классификация песчано-алевритовых пород по вещественному составу обломочных компонентов в качестве обязательного условия должна обладать количественным критерием (Крашенинников, 1968). Таких классификаций немало; критический обзор их дан в статьях Г. И. Теодоровича (1966), В. Д. Шутова (1965). В этих классификациях нет единства в выборе и группировке основных обломочных компонентов, отсутствуют однозначные количественные соотношения между этими компонентами, различно понимание терминов «аркоз» и «граувакка». Именно поэтому отдельные исследователи (Пейх, 1969 и др.) видят выход из создавшегося положения в использовании на первом этапе работ чисто описательной классификации, основанной на характеристике вещественного состава пород и свободной от генетического критерия. Классификация, предложенная Н. В. Логвиненко (1967), также построена на описательном принципе, но в отличие от других облегчена от слишком многочисленных подразделений и громоздких номенклатурных названий. В данной работе использована именно эта классификация.

Среди структурных классификаций карбонатных и фосфатных пород наиболее приемлемой, на наш взгляд, является классификация М. С. Швецова (1958). Им предлагается выделять в химических и биохимических образованиях структуры, подобные структурам обломочных пород. Известняки, например, согласно этой классификации именуется грубозернистыми (размер зерен > 1 мм), крупнозернистыми (1—0,25 мм), среднезернистыми (0,25—0,1 мм), мелкозернистыми (0,1—0,05 мм), микрозернистыми (0,05—0,01 мм), афанитовыми (0,01—0,0001 мм). Кроме того, различаются коллоидальная ($< 0,0001$ мм) и смешанная разнотелая структуры.

Номенклатурные названия глинисто-карбонатных пород устанавливались на основе классификации С. Г. Вишнякова 1933 г. («Методы изучения...», том II, 1957), а наименования карбонатных пород, обогащенных песчано-алевритовым материалом, — по классификации И. В. Хворовой 1957 г. (там же, а также в работе 1958). Изменены лишь не совсем удачные названия некоторых групп пород: вместо «известняковая глина» употребляется «известковистая глина», вместо «алевритовый или песчаный известняк» — «сильно алевритистый или сильно песчанистый известняк», вместо «известковый алевролит или песчаник» — «сильно известковистый алевролит или песчаник».

Отсутствие на сегодняшний день единого понимания многих литолого-геохимических терминов также требует некоторых разъяснений о том, в каком значении применялись важнейшие из них. Терминологической основой являлись «Атлас текстур и структур осадочных горных пород» (1962) и «Словарь по геологии нефти» (1958).

При описании веществ, извлекаемых органическими растворителями из рассеянного органического вещества отложений, использовался термин «битумоид» (по Н. Б. Вассоевичу, 1960), а при изучении веществ, наблюдаемых под люминесцентным микроскопом — термин «битуминоз-

ное вещество» («Руководство по методике люминесцентно-битуминологических исследований», 1966).

При выборе терминов, характеризующих цикличное (ритмичное) строение осадочных толщ, автор исходил из следующих соображений. Всеми признается, что закономерные наборы пород в разрезе, обычно называемые в советской литературе «циклами», «ритмами» или «много-слоями», возникают в результате чередования определенных условий осадконакопления. Изменение последних во времени, согласно законам диалектического материализма, немисливо без цикличности. На практике не всегда удается полно выявить и восстановить цикличность процессов осадконакопления — сказывается влияние неполноты геологической летописи, подробно рассмотренной Л. Б. Рухиным (1961). Это, однако, не значит, что цикличность осадконакопления следует определять лояльным термином «ритмичность». Следовательно, каждый отдельный этап цикличного осадконакопления может быть назван «циклом». Образующийся за время этого этапа или цикла набор отложений, очевидно, должен называться уже не «циклом» (и тем более не «ритмом»), а обозначаться каким-либо иным термином. В качестве такового Н. Б. Вассоевич (1948) ввел термин «многослой». Удачнее, однако, называть определенные части разреза с циклично перемежающимися породами «циклотемами». Этот термин широко применяется в зарубежной геологической литературе. В последние годы он начинает распространяться и в СССР (работы А. В. Македонова и др.).

При описании площадной изменчивости отложений использовался термин «фация» в его сравнительной трактовке, по А. Грессли. Это значит, что под фацей понимается прежде всего геологическое тело, то есть участок того или иного стратиграфического подразделения с определенными литологическими, палеонтологическими и другими признаками, отличающими его от соседних одновозрастных частей разреза и являющимися итогом соответствующих условий осадконакопления.

Для обозначения стадий возникновения и изменения пород применялись термины «седиментогенез», «диагенез», «катагенез» и «гипергенез» (Вассоевич, 1957, 1962; Страхов, 1953, 1962; Теодорович, 1958).

ГЛАВА I

СТРАТИГРАФИЯ

Ниже освещается стратиграфия апта и альба центральных и восточных районов Копетдага, а также стратиграфия подстилающих их верхнебарремских и перекрывающих нижнесеноманских отложений. При описании апта и альба использованы в основном данные С. Х. Урмановой и М. Ш. Ташлиева (1967 а, б), а также Н. П. Луппова, В. Б. Сапожникова, С. В. Лобачевой и В. А. Орехова (1965). Сведения о верхнем барреме заимствованы из работ В. И. Марченко (1962), Т. Н. Богдановой и С. В. Лобачевой (1966), а материалы по нижнему сеноману — из трудов А. А. Атабеяна и А. А. Лихачевой (1961), П. И. Калугина (1964), Г. Н. Джабарова, А. А. Мания, М. С. Жмуда и др.

Верхний баррем в Центральном Копетдаге обнажается у г. Дагирмандаг, вдоль хребтов Улитоп, Гингол, Маркоу, Гиндувар, Хальват, Массинев и Душак. Далее к юго-востоку эти отложения выходят на поверхность вдоль хр. Гяурсдаг и северных передовых хребтов Восточного Копетдага. В плане верхнебарремские отложения как бы окаймляют названные хребты и занимают относительно малую площадь.

Нижняя граница верхнего баррема проводится по основанию слоя ожелезненного детритово-обломочного известняка мощностью 0,4—2 м, залегающего с признаками размыва на нижнебарремских отложениях.

Верхнебарремские образования представлены в основном серыми и голубовато-серыми мергелями, глинистыми или алевритистыми известняками (рис. 2, 3). Изредка наблюдаются тонкие, по несколько сантиметров прослои мелкодетритового известняка с многочисленными остатками криноидей. Тщательное изучение и сопоставление пород позволило В. И. Марченко (1962) выделить в верхнем барреме Копетдага четыре литолого-стратиграфические пачки (с XXI по XXIV включительно). Суммарная мощность верхнего баррема в среднем равна 110 м.

Находки аммонитов и их изучение дали основание С. З. Товбиной (1963) выделить в верхнебарремской толще Копетдага три горизонта: с *Imerites giraudi* Kil., с *Colchidites nicortsmindensis* Rouch и с *Turkmeniceras turkmenicum* Tovbina. Первый горизонт соответствует XXI и XXII пачкам В. И. Марченко, второй — XXIII пачке, третий — XXIV пачке. Кроме аммонитов встречаются пеллециподы, брахиоподы, морские ежи, единичные гастроподы, большинство из которых имеют широкий стратиграфический диапазон (Богданова, Лобачева, 1966).

Почти все названные палеонтологические остатки найдены в отложениях Западного и части Центрального Копетдага. Верхнебарремские отложения, находящиеся восточнее меридиана ст. Геок-Тепе, почти лишены фаунистических остатков. Здесь обнаружены только редкие раковины *Astarte striatocostata* Orb., *Plicatula carteroni* Orb. и *Nucula* sp.

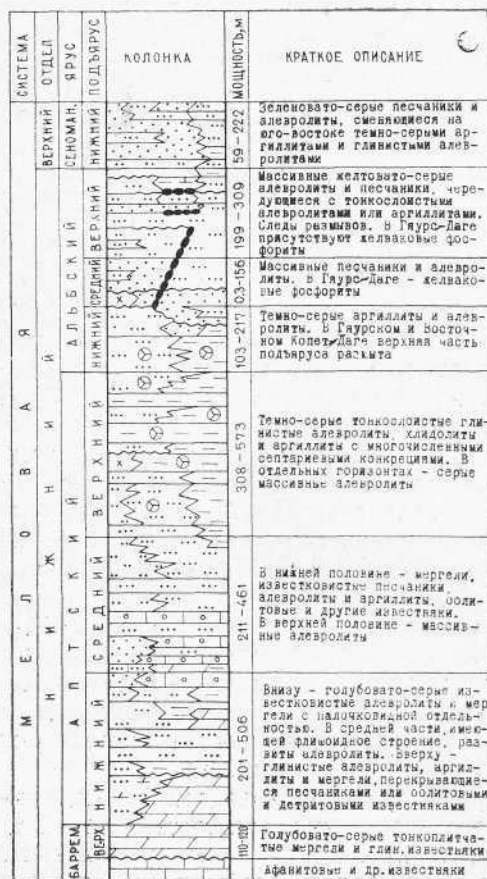
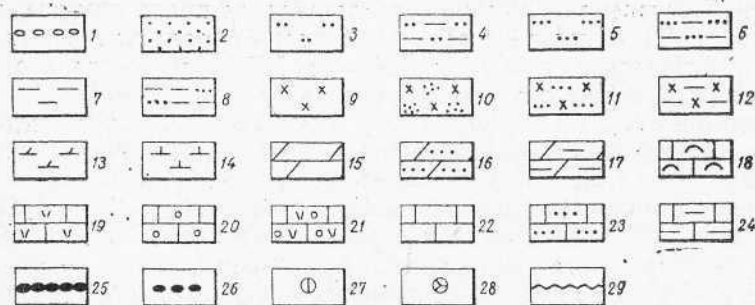


Рис. 2. Сводный литолого-стратиграфический разрез аптских и альбских отложений Центрального и Восточного Колетдага.

Условные обозначения, принятые для разрезов, схем сопоставления и фацциальных карт: 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты крупнозернистые; 4 — алевролиты крупнозернистые глинистые; 5 — алевролиты мелкозернистые; 6 — алевролиты мелкозернистые глинистые; 7 — аргиллиты; 8 — аргиллиты алевролитовые; 9 — хлидолиты; 10 — хлидолиты сильно песчаные; 11 — хлидолиты сильно алевролитовые; 12 — хлидолиты сильно глинистые; 13 — известковистость терригенных пород (CaCO_3 5—25%); 14 — сильная известковистость пород (CaCO_3 25—50%); 15 — мергели; 16 — мергели алевролитовые; 17 — мергели глинистые; 18 — известняки биоморфные цельнокоралловидные; 19 — известняки органо-детритовые; 20 — известняки оолитовые; 21 — известняки детритово-оолитовые или оолитово-детритовые; 22 — известняки афанитовые, реже кристаллически-зернистые; 23 — известняки афанитовые песчано-алевролитовые; 24 — известняки афанитовые глинистые; 25 — фосфориты; 26 — разрозненные фосфоритовые гальки; 27 — однородные, реже концентрические и слоистые кальцитовые конкреции; 28 — септариевые кальцитовые конкреции; 29 — древние размывы.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Аптский ярус

Пышный расцвет аммонитовой фауны в аптском, альбском и сеноманском веках позволяет выделять в соответствующих ярусах аммонитовые зоны, хорошо сопоставимые и прослеживаемые на огромной территории Евразии (Атабемян, Лихачева, 1961; Друщиц, Михайлова, 1966; Луппов, 1965; Эристави, 1962 и др.). Тем не менее, в понимании объема апта, альба и их подъярусов единого мнения пока не выработано.

Более всего это относится к клансейскому горизонту, стратиграфическое положение которого неоднократно рассматривалось рядом отечественных и зарубежных стратиграфов. Не останавливаясь на существующих точках зрения, укажем, что в последнее время появляется все больше и больше доводов в пользу отнесения клансея к апту и выделения его в качестве самостоятельного верхнеаптского подъяруса. Как пишут Т. Н. Богданова, Н. П. Луппов и Э. Я. Яхнин (1963), впервые это сделали Е. Ог (Haug) в 1911 г., А. Д. Нацкий в 1914 г. и М. Брейстроффер (Breistroffer) в 1947 г. В 1963 г. за аптский возраст клансея высказался Лионский коллоквиум по стратиграфии нижнего мела Франции. Подобная же рекомендация была принята комитетом по средиземноморскому мезозою Стратиграфической комиссии XXII Международного геологического конгресса в 1964 г. (Крымгольц, 1966). В СССР такие представления развиваются в работах В. Л. Егоряна (1965), В. Д. Ильина (1961), Г. Г. Мирзоева (1964), М. И. Соколова (1963), М. С. Эристави (1962) и др. За необходимость включения клансея в апт оказалось большинство участников выездной сессии Постоянной стратиграфической комиссии МСК по мелу СССР в 1966 г. («Постановления...», 1968).

Клансейский горизонт Копетдага датировался аптом А. Д. Нацким, И. И. Никшичем, Г. Г. Мирзоевым, М. С. Эристави, С. Х. Урмановой и М. Ш. Ташлиевым. Эта точка зрения сохранена и в настоящей работе, в которой принята следующая стратиграфическая схема.

Нижний апт: зона *Deshayesites weissi*, зона *Deshayesites deshayesi*, зона *Dufrenoyia furcata*.

Средний апт: зона *Epicheloniceras subnodosocostatum*, зона *Parahoplites melchioris*.

Верхний апт: зона *Acanthohoplites prodromus*, зона *Acanthohoplites polani*, зона *Hypacanthoplites jacobii*.

В основу такого расчленения изучаемых отложений были положены стратиграфические схемы, разработанные Н. П. Лупповым и его сотрудниками на материалах по Западной Туркмении (Луппов, Сиротина, Товбина, 1960; Богданова, Луппов, Яхнин, 1963; Луппов, 1965).

В опубликованной в 1967 г. схеме (Урманова, Ташлиев, 1967а) зона *Acanthohoplites prodromus* была опущена из-за отсутствия в открытой литературе описания аммонитов зонального вида. Оно появилось позже (Товбина, 1968).

Аптские отложения Центрального Копетдага хорошо обнажаются близ устья Тежева (у г. Дагирмандаг), в бассейнах рек Секизьяб, Алтыяб, Фирузинка и менее широко — вдоль северных склонов хр. Гаудан. Далее к юго-востоку они наблюдаются в долине р. Шерлок на южном склоне хр. Гяурсдаг и вдоль северных передовых хребтов Восточного Копетдага (долины рек Арчиньян и Душак).

Нижний апт

Нижнеаптские отложения в нижней своей части обычно представлены мергелями, в средней — аргиллитами и флишоидной алевролитовой толщей, в верхней — оолитовыми известняками, известковистыми алевролитами и песчаниками (рис. 2, 3). Мощность нижнего апта, как и всего

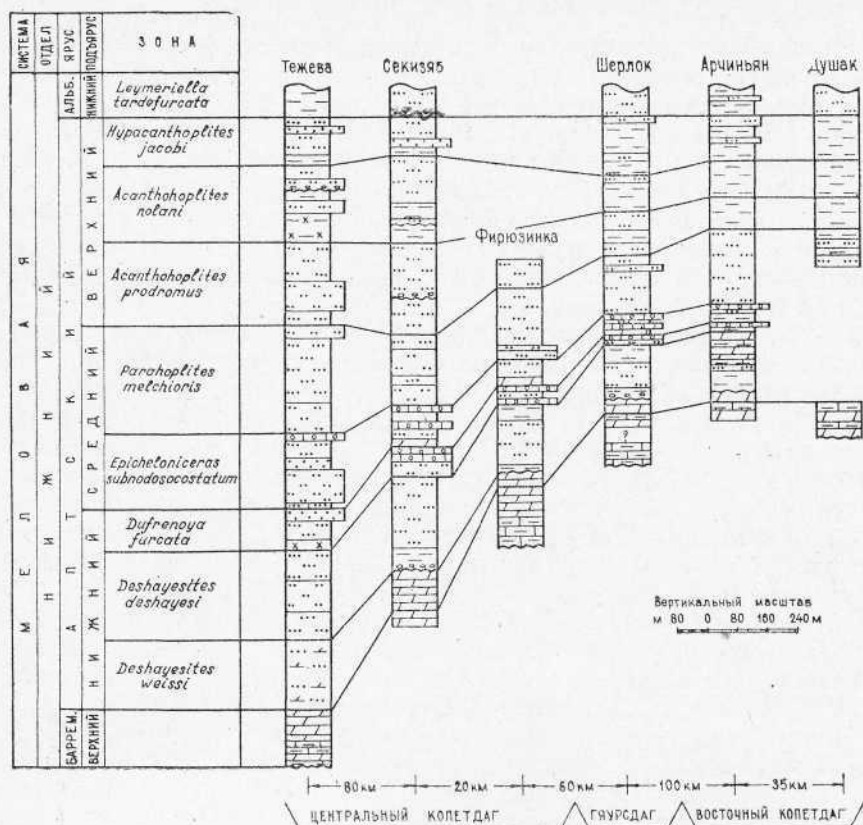


Рис. 3. Схема расчленения и сопоставления аптских отложений центральных и восточных районов Копетдага (верхний баррем — по В. И. Марченко, 1962; апт — по С. Х. Урмановой, М. Ш. Ташлиеву, 1967а; В. А. Орехову, 1965).
Условные обозначения те же, что на рис. 2.

яруса в целом, на исследованной территории Копетдага сокращается с северо-запада на юго-восток (табл. 1).

В пределах нижнего апта выделяются три стратиграфические зоны (рис. 3).

Зона *Deshayesites weissii*. Нижние слои апта согласно залегают на верхнебарремских и, как уже было сказано, литологически очень сходны с ними. Почти на всей территории зона *Deshayesites weissii* характеризуется голубовато-серыми мергелями и глинисто-алевритистыми известняками с палочковидной отдельностью. Лишь в районе ущелья Тежева резко преобладают известковистые мелкозернистые алевролиты, похожие по внешнему облику на мергели. В северо-западных разрезах прослеживаются редкие маломощные (10—20 см) прослои органогенно-детритовых известняков и ракушечников со следами мелких устриц. Мощность зоны в Центральном Копетдаге 175—52 м, в Гяурсадаге 33 м, в Восточном Копетдаге (Арчиньян) 24 м.

Отложения относительно бедны остатками фауны. Находки дегезитов немногочисленны и плохой сохранности. Отсюда определены *Deshayesites* sp. ind., *D. ex gr. weissii* Neym. et Uhl., *Exogyra tuberculifera* Koch et Dunk. Встречаются ядра брахиопод-ринхонеллид и редкие перемятые панцири морских ежей.

Принадлежность рассматриваемых отложений к нижней зоне нижнего апта устанавливается по присутствию аммонитов рода *Deshayesites*

и стратиграфическому положению в разрезе. Точное проведение нижней границы зоны почти всегда затруднительно. Она определяется по исчезновению аммонитов рода *Turkmeniceras* (в разрезах Тежева и Секизяб), по увеличению в карбонатных породах терригенной примеси, появлению алевролитов и смене плитчатой отдельности пород палочковидной.

Зона *Deshayesites deshayesi* ложится на нижележащие слои с признаками размыва (южные склоны хребтов Гингол и Гяурсдаг) или со следами сильного обмеления и перемыва (северные склоны хр. Душак, западное окончание и южные склоны хр. Маркоу, долины рек Арчиньян и Душак.). В разрезе зона расчленяется на три части.

Таблица 1

Мощности апта и его подъярусов в центральных и восточных районах Копетдага, в м

| Р а з р е з ы | Аптский ярус | Подъярусы апта | | |
|----------------------|-----------------|----------------|----------|----------|
| | | нижний | средний | верхний |
| Центральный Копетдаг | | | | |
| Тежева (Караилчи) | 1525 | 506 | 461 | 558 |
| Секизяб | 1304 | 432 | 299 | 573 |
| Фирюзинка | более 609 | 286 | 243 | более 80 |
| Гяурсдаг | | | | |
| Шерлок | 778 | 201 | 211 | 366 |
| Восточный Копетдаг | | | | |
| Арчиньян | 806 | 264 | 234 | 308 |
| Душак (Келатчай) | более 397 | | более 84 | 313 |

В основании зоны наблюдаются темно-серые, почти черные аргиллиты, на самом северо-западе замещающиеся глинистыми мелкозернистыми алевролитами. В средней ее части, имеющей флишвидный облик, присутствуют глинистые и известковистые мелкозернистые алевролиты, реже — крупнозернистые алевролиты. Верхы зоны в разрезах Центрального Копетдага слагаются мелкозернистыми алевролитами и аргиллитами, а в Восточном Копетдаге — мергелями. В самой верхней части зоны находятся маломощные прослои (от 3 до 7) орбитолиновых известняков с многочисленными *Orbitolina lenticularia* Blumenbach. Мощность зоны в Центральном Копетдаге 247—181 м, в Гяурсдаге 140 м, в Восточном Копетдаге 162 м.

В отложениях встречены *Deshayesites* ex gr. *deshayesi* Leym., *Septifer lineatus* Sow., *Dosiniopsis* cf. *vibrayeana* Orb., *Lima cottaldina* Orb., *Exogyra* cf. *tuberculifera* Koch et Dunk., *Neithea irinae* Mordv., *Nuculana spathulata* Forbes, *Sphaera corrugata* Sow., *Linotrigonia* cf. *archiaciana* Orb., *Pyrina pygaea* Desor.

Комплекс органических остатков, среди которых присутствуют *Deshayesites* ex gr. *deshayesi* Leym., позволяет относить описываемую часть разреза к зоне *Deshayesites deshayesi*. Горизонты с орбитолинами, приуроченные к верхам зоны, являются маркирующими и прослеживаются почти по всему Копетдагу.

Зона *Dufrenoyia furcata*. Верхняя зона нижнего апта согласно залегает на отложениях с орбитолинами. Зона представлена переслаивающимися оолитовыми и полидетритовыми известняками, известковистыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками и хлидолитами. К северо-западу, в ущелье Тежева оолитовые известняки замещаются известковистыми песчаниками с оолитами. Мощность зоны в Центральном Копетдаге 103—53 м, в Гяурсдаге 28 м, в Восточном Копетдаге 18 м.

Рассматриваемые отложения фаунистически слабо охарактеризованы. Иногда встречаются единичные обломки *Dufrenoya* sp. ind. Кроме того, наблюдаются *Septifer lineatus* Sow., *Lima cottaldina* Orb., *Chlamys robinaldinus* Orb., *Modiola aequalis* Orb., *Sellithyris upwarensis* Walker и редкие ядра гастропод. Присутствие аммонитов рода *Dufrenoya* позволяет выделять зону *Dufrenoya furcata*.

Средний апт

Среднеаптские отложения в нижней своей половине представлены мергелями, оолитовыми известняками, известковистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями устричников. Верхняя часть среднего апта обычно складывается массивными алевролитами (рис. 2, 3). Среднеаптские отложения в сравнении с ниже- и вышележащими занимают, как правило, наиболее повышенные участки рельефа и образуют обрывистые уступы. Мощность среднего апта в Центральном Копетдаге 481—243 м, в Гяурсдаге 211 м, в Восточном Копетдаге 234 м (табл. 1).

Зона *Epicheloniceras subnodosocostatum*. Эти отложения согласно залегают на нижележащих и обычно начинаются голубовато-серыми мергелями, которые в ущелье Тежева замещаются мелко-алевритистыми известняками, а в Восточном Копетдаге (Арчиньян) — аргиллитами. Выше по разрезу они выражены переслаивающимися оолитовыми и оолитово-полидетритовыми известняками, известковистыми алевролитами, песчаниками и аргиллитами. Мощность зоны в Центральном Копетдаге уменьшается с северо-запада на юго-восток от 204 до 69 м. В Гяурсдаге она равна 54 м, а в Восточном Копетдаге — 53 м.

В отложениях встречены *Epicheloniceras* sp., *Amphidonta latissima* Lam., *Gervillia sublanceolata* Orb., *Chlamys robinaldinus* Orb., *Quadratrigrionia nodosa* Sow., *Q. cf. nodosa* Sow. var. *orbignyana* Lycett., *Astarte cf. beaumonti* Leym., *Linotrigrionia cf. archiaciana* Orb., *L. cf. rectaespinosa* Savel. Попадают ядра теребратулид, ринхонеллид, реже гастропод и панцири морских ежей. Зона выделяется по присутствию аммонитов рода *Epicheloniceras* и по литологическим особенностям пород. Характерно, что в вышележащих апт-альбских отложениях оолитовые и оолитово-детритовые известняки отсутствуют.

Зона *Parahoplites melchioris* согласно ложится на подстилающую и характеризуется в основном толстослоистыми голубовато-желтовато-серыми алевролитами. Мощность зоны в Центральном Копетдаге равна 256—174 м. В Гяурсдаге она составляет 157 м, а в Восточном Копетдаге — 181 м.

Описываемые отложения сравнительно богаты раковинами аммонитов, среди которых встречены *Parahoplites melchioris* Anth., *P. subcampischi* Sinz., *P. grossouvrei* Jacob, *Acanthohoplites cf. aschiltaensis* Anth., *Ac. cf. abichi* Anth., *Ac. planidorsatus* Kas. Из двустворчатых моллюсков здесь найдены *Grammatodon carinatus* Sow., *Chlamys robinaldimus* Orb., *Gervillia sublanceolata* Orb., *Amphidonta latissima* Lam., *Ptychomya cf. tatianae* Urman., *Septifer lineatus* Sow., *Astarte beaumonti* Leym., *Pterotrigrionia geokderensis* Savel, *Linotrigrionia rectaespinosa* Savel. Брахиподы представлены теребратулидами и ринхонеллидами.

Верхний апт

К верхнему подъярису апта относятся отложения клансейского горизонта, выраженные в основном темноцветными глинистыми и алевроитовыми породами с многочисленными септариевыми конкрециями. В северо-западных разрезах преобладают алевролиты, а в юго-восточных — аргиллиты (рис. 2, 3). Мощность верхнего апта в Центральном Копет-

даге 558—573 м, в Гяурсдаге 366 м, а в Восточном Копетдаге 308—313 м (табл. 1).

Зона *Acanthohoplites prodromus* согласно перекрывает среднеаптские отложения. В центральных районах Копетдага она представлена серыми, темно-серыми крупно- и мелкозернистыми алевролитами, реже алевролитистыми аргиллитами; в восточных районах резко преобладают аргиллиты. Мощность зоны в Центральном Копетдаге 219—236 м, в Гяурсдаге 104 м, в Восточном Копетдаге 78—80 м.

Среди многочисленных фаунистических остатков, найденных в отложениях, преобладают аммониты и двустворки. Здесь собраны *Acanthohoplites prodromus* Tovb., *Ac. enodis* Tovb., *Ac. aschiltaensis* Anth., *Ac. ex gr. bigoureti* Seun., *Ac. planidorsatus* Kas., *Diadochoceras* sp., *Chlamys tobinaldinus* Orb., *Grammatodon carinatus* Sow., *Linotrigonia rectaespinosa* Savel., *Septifer lineatus* Sow., *Astarte beaumonti* Leym. и др. Из брахиопод встречаются теребратулиды и ринхонеллиды. Присутствие характерных аммонитов, в частности, новых видов акантогоплитов, изученных С. З. Товбиной (1968), позволяет относить рассматриваемую часть разреза к зоне *Acanthohoplites prodromus*.

Зона *Acanthohoplites nolani* согласно залегает на нижележащих отложениях. В Центральном Копетдаге для нее характерно переслаивание тонкослоистых аргиллитов, глинистых хлидолитов и алевролитов. В остальных районах в разрезе преобладают аргиллиты, иногда алевролитистые. Мощность зоны в Центральном Копетдаге 207—230 м. В Гяурсдаге она равна 96 м, в Восточном Копетдаге — 107 м.

В отложениях встречены *Acanthohoplites nolani* Seun., *Ac. bigoureti* Seun., *Ac. aplanatus* Sinz., *Ac. multispinatus* Anth., *Ac. subrectangulatus* Sinz., *Ac. aschiltaensis* Anth., *Ac. aschiltaensis* Anth. var. *subangulatus* Lupp., *Ac. trautscholdi* Sim., Bac., Soroc., *Ac. uhligi* Anth., *Ac. bergeroni* Seun., *Ac. laticostatus* Sinz., *Cucullaea grabra* Park., *Septifer lineatus* Sow. и др. Выделение зоны производится на основании нахождения в рассматриваемой части разреза руководящего вида — *Acanthohoplites nolani* Seun. и других характерных аммонитов.

Зона *Hypacanthoplites jacobii*. Эти отложения согласно, без четкой литологической границы залегают на нижележащих породах и имеют двучленное строение почти на всей исследованной территории. Нижняя часть зоны представлена аргиллитами, верхняя — алевролитами и песчаниками. Мощность зоны в Центральном Копетдаге сокращается с северо-запада на юго-восток от 132 до 107 м. В Гяурсдаге она равна 166 м, а в Восточном Копетдаге составляет 123—128 м.

Для описываемых отложений характерно наличие аммонитов *Hypacanthoplites nolaniformis* Glasun., *H. karlukensis* Lupp., *H. asper* Glasun., *H. tscharloensis* Glasun., *H. jacobii* Coll., *Phylloceras* aff. *kubadaghense* Lupp., *Acanthohoplites* aff. *multispinatus* Anth.

Среди двустворок присутствуют *Nucula pectinata* Sow., *Grammatodon carinatus* Sow., *Plicatula inflata* Sow., *Linotrigonia tenuispinosa* Savel., *Thetironia caucasica* Eichw., *Aucellina caucasica* Buch. Ауцеллины и тетиронии часто образуют в породах скопления. Остатки брахиопод попадаются редко. Из гастропод изредка встречается *Bathraspira* cf. *tecta* Orb.

Альбский ярус

Основным спорным вопросом в стратиграфии альба (понимаемого без клансейского горизонта) является положение нижней и верхней границ среднеальбского подъяруса. Граница между нижним и средним альбом одними исследователями проводится в основании зоны *Douvillerias mammillatum*, другими — в кровле ее. Последняя точка зрения

была высказана Брейстроффером в 1947 г. и рекомендована в 1963 г. Лионским коллоквиумом по стратиграфии нижнего мела Франции. В СССР она была поддержана М. С. Эристави (1960, 1962), А. А. Савельевым и В. П. Василенко (1963), Г. П. Лобжанидзе (1964), Г. Г. Мирзоевым (1964), М. М. Алиевым, Л. В. Алексеевой, В. А. Коротковым (1967) и др.

Граница между средним и верхним альбом в Туркменистане в настоящее время большинством авторов проводится в основании зоны *Anahoplites rossicus*, выделенной Н. П. Лупповым в 1956 г. в качестве нижней зоны верхнего альба. Некоторые исследователи (Глазунова, 1953; Эристави, 1963; Друщиц, Михайлова, 1966) склонны относить все отложения с анагоплитами к среднему альбу и начинать верхнеальбский подъярус зоной *Hysterocheras orbigny*.

В настоящей работе используется зональное расчленение альба центральных и восточных районов Копетдага, данное С. Х. Урмановой, М. Ш. Ташлиевым (1967б) и разработанное на основе стратиграфических схем по Западной Туркмении (Луппов, Сиротина, Товбина, 1960; Богданова, Луппов, Яхнин, 1963; Луппов, 1965). Согласно принятой схеме в каждом из подъярусов выделяются следующие стратиграфические зоны.

Нижний альб: зона *Leymeriella tardefurcata*, зона *Douvilleiceras mammillatum*.

Средний альб: зона *Hoplites dentatus*, зоны *Anahoplites intermedius* и *Anahoplites daviesi*.

Верхний альб: зона *Anahoplites rossicus*, зона *Hysterocheras orbigny*, зона *Pervinqueria inflata*, зона *Stoliczkaia dispar*.

В Центральном Копетдаге альбские отложения обнажаются в ущелье Тежева, в бассейнах рек Секизьяб и Алтыяб, а также на южном склоне хр. Гяурсдаг. В Восточном Копетдаге они известны на склонах хребтов Арчиньяндаг и Денгилькеталь, в долинах рек Арчиньян и Душак.

Нижний альб

Нижнеальбские отложения в объеме зон *Leymeriella tardefurcata* и *Douvilleiceras mammillatum* присутствуют лишь на северо-западе исследованной территории; в Гяурсдаге и Восточном Копетдаге верхняя зона нижнего альба размыта (рис. 2). В тежевском разрезе рассматриваемые отложения в нижней своей половине выражены аргиллитами, в верхней — алевролитами. Далее к юго-востоку они представлены в основном алевролитами, а в Восточном Копетдаге — аргиллитами (рис. 2, 4). Мощность нижнего альба, как и мощность яруса в целом, сокращается с северо-запада на юго-восток (табл. 2).

Перейдем к более подробному рассмотрению нижнеальбских отложений.

Зона *Leymeriella tardefurcata* согласно залегает на верхнеаптских породах с *Hypacanthoplites*. Она характеризуется темно-серыми аргиллитами и глинистыми мелкозернистыми алевролитами с многочисленными конкрециями. Мощность зоны варьирует от 152 до 103 м.

Здесь частью в конкрециях, частью во вмещающих породах собраны остатки фауны, характерные для зоны. Среди них — аммониты *Leymeriella tardefurcata* Leym., *Hypacanthoplites* cf. *nolaniformis* Glasun., *H. cf. asper* Glasun., *H. milletianus* Orb. и др. Из двустворок присутствуют *Variamussium ninae* Karak., *Nucula* cf. *pectinata* Sow., *Grammatodon carinatus* Sow., *Linotrigonia tenuispinosa* Savel., *Aucellina caucasica* Buch. и др.

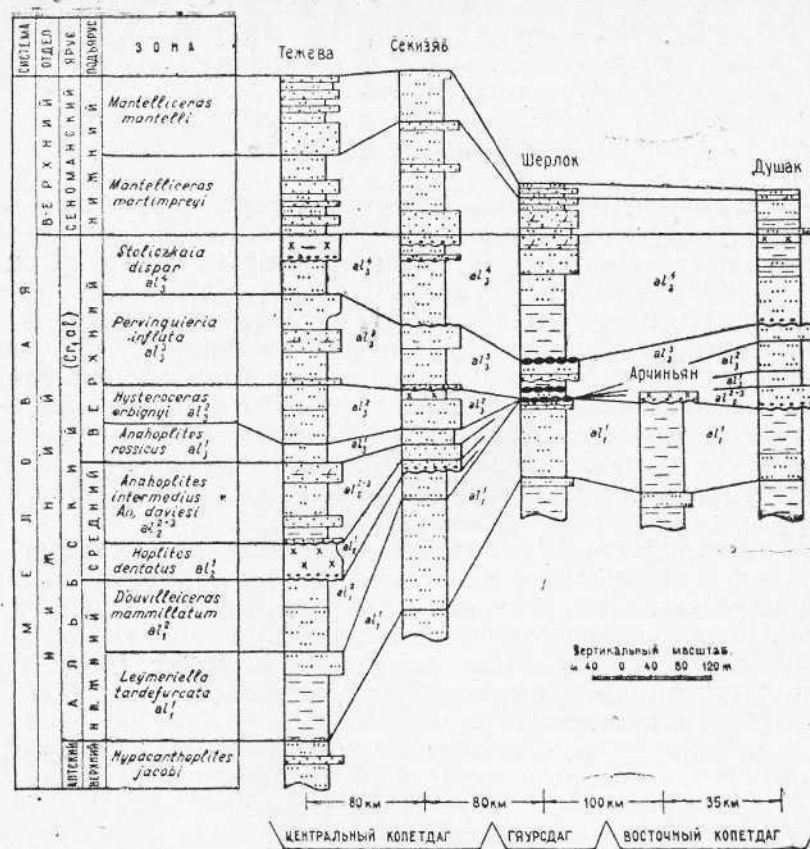


Рис. 4. Схема расчленения и сопоставления альбских и нижнесеноманских отложений центральных и восточных районов Копетдага (альб — по С. Х. Урмановой, М. Ш. Ташлиеву, 1967; В. Б. Сапожникову, М. Ш. Ташлиеву, 1969; нижний сеноман — по А. А. Атабекяну, А. А. Лихачевой, 1961; П. И. Калугину и др., 1964; Г. Н. Джабарову, М. С. Жмуду, А. А. Мания и др.). Условные обозначения те же, что на рис. 2.

Таблица 2

Мощности альба и его подъярусов в центральных и восточных районах Копетдага, в м

| Р а з р е з ы | Альбский ярус | Подъярусы альба | | |
|----------------------|------------------|-----------------|-----------|---------|
| | | нижний | средний | верхний |
| Центральный Копетдаг | | | | |
| Тежева (Караялчи) | 682 | 217 | 156 | 309 |
| Секизяб | 502 | 188 | 36 | 278 |
| Гяурсдаг | | | | |
| Шерлок | 327 | 108 | менее 0,5 | 219 |
| Восточный Копетдаг | | | | |
| Арчиньян | более 130 | 118 | более 12 | |
| Душак (Келатчай) | 335 | 103 | 33 | 199 |

Зона *Douvilleiceras mammillatum* наблюдается лишь в Центральном Копетдаге. Эти отложения без четкой литологической границы налегают на нижележащие и выражены желтовато-серыми мелкозернистыми, реже крупнозернистыми алевролитами. Мощность

зоны в тежевинском разрезе составляет 97 м, а в секизябском — 36 м.

Встречены характерные для зоны аммониты — *Douvilleiceras* cf. *mammillatum* Schloth., *D. sp. ind.*, *Cleonicer* aff. *rudiki* Iljin, *Beudanticeras* sp. ind и двустворки — *Linotrigonia* aff. *ninae* Savel., *L. ex gr. spinosa* Park., *Cardita tenuicostata* Fitton.

Средний альб

Среднеальбские отложения в том или ином стратиграфическом объеме присутствуют во всех районах. Наиболее полно они представлены на северо-западе Центрального Копетдага. В Гяурсдаге к среднему альбу относится часть нижнего «конденсированного» фосфоритового слоя¹ мощностью 0,3—0,5 м, залегающего с размывом на отложениях зоны *Leumeriella tardefurcata* (Сапожников, Ташлиев, 1969). В Восточном Копетдаге средний альб выражен зонами *Anahoplites intermedius* и *An. daviesi*, тогда как зона *Hoplites dentatus* размыта. Для подъяруса характерны массивные песчаники, хлидолиты и алевролиты (рис. 2, 4). Максимальная мощность среднего альба наблюдается в ущелье Тежева — 156 м. В долине р. Секизяб она равна 36 м, а в Восточном Копетдаге — 33 м.

Зона *Hoplites dentatus*. Нижняя зона среднего альба, присутствующая в Центральном Копетдаге, ложится на подстилающие отложения с региональным размывом. На северо-западе Центрального Копетдага зона сложена массивными хлидолитами, а на юго-востоке — песчаниками. В Гяурсдаге отложения этой зоны, видимо, входят в нижний фосфоритовый пласт, мощность которого варьирует от 0,3 до 0,5 м. В тежевинском разрезе мощность зоны составляет 46 м. В долине р. Секизяб, по данным В. Б. Сапожникова («Путеводитель экскурсий...», 1966), она приблизительно равна 15 м, а в долине р. Чулинка — 5 м.

В породах встречаются *Hoplites dentatus* Sow. var. *recusatus* Glasun., *Exogyra* cf. *arduennensis* Orb. и др.

Зоны *Anahoplites intermedius* и *An. daviesi*. Эти отложения присутствуют во всех районах. В Восточном Копетдаге они с размывом залегают непосредственно на зоне *Leumeriella tardefurcata*. Зоны *Anahoplites intermedius* и *An. daviesi* представлены песчаниками и алевролитами, реже аргиллитами, хлидолитами или фосфоритами. Мощность их в Центральном Копетдаге равна 110 — 36 м, а в Восточном Копетдаге — 33 м.

В отложениях найдены *Anahoplites* cf. *intermedius* Spath, *An. daviesi* Spath, *An. planus* Mant. var. *discoides* Spath, *An. cf. asiaticus* Glasun., *An. cf. transcaspicus* Glasun., *Lima gaultina* Woods, *Ptychomya robinaldina* Orb., *Inoceramus anglicus* Woods, *Actinoceramus sulcatus* Park. и др. Встречены зубы рыб.

В Западном Копетдаге и на Туаркыре изменение видового состава анагоплитов от нижележащих к вышележащим слоям позволяет выделять в среднем альбе два комплекса анагоплитов. На изученной территории собранные анагоплиты немногочисленны и четкое разделение отдельных их комплексов пока невозможно.

Верхний альб

Верхнеальбские отложения наиболее полно выражены в северо-западных и юго-восточных разрезах. В Гяурсдаге строение верхнего

¹ «Конденсированным» называется фосфоритовый слой, отложения которого были сформированы при частом чередовании режима накопления и размыва осадков, что привело к обогащению их песчано-гравийным и галечным материалом, выносу мелких частиц и смешению разновозрастных фаунистических остатков.

альба усложнено наличием в его основании уже отмечавшегося фосфоритового «конденсированного» пласта, верхняя часть которого, по-видимому, соответствует зонам *Anahoplites rossicus* и *Hysterocheras orbigny*. Выше этого пласта залегают отложения зоны *Pervinqueria inflata* и зоны *Stoliczkaia dispar* (Сапожников, Ташлиев, 1969).

Верхний альб сложен в основном аргиллитами, алевролитами, песчаниками и хлидолитами (рис. 2, 4). Мощность подъяруса уменьшается с северо-запада на юго-восток от 309 до 199 м (табл. 2).

Зона *Anahoplites rossicus* в северо-западных разрезах представлена массивными крупнозернистыми алевролитами, а в Восточном Копетдаге — мелкозернистыми. Рассматриваемые отложения в этих районах в сравнении со среднеальбскими алевролитами и песчаниками более мелкозернистые, глинистые и являются как бы переходными к породам вышележащей зоны. Мощность зоны *Anahoplites rossicus* в Центральном Копетдаге 24—20 м, в Восточном — 18 м.

В отложениях найдены *Anahoplites* sp., редкие *Grammatodon carinatus* Sow., *Aucellina* cf. *gryphaeoides* Sow., *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux, *Gervillia* sp. ind., *Exogyra* sp.

Зона *Hysterocheras orbigny* сложена в основном алевролитами; реже наблюдаются песчаники, хлидолиты и фосфориты. В Центральном Копетдаге мощность зоны равна 78—51 м, а в Восточном Копетдаге — 39 м.

Зона охарактеризована следующими ископаемыми: *Hysterocheras orbigny* Spath, *H. carinatum* Spath, *H. cf. serpentinum* Spath, *Semenovites michalskyi* Semen., *Euhoplites* ex gr. *loricatus* Spath, *Dipoloceras* sp., *Exogyra arduenensis* Orb., *Aucellina* cf. *gryphaeoides* Sow., *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux, *Inoceramus* cf. *concentricus* Park. и др. В долине р. Секизьяб в рассматриваемых отложениях присутствуют многочисленные одиночные кораллы.

Зона *Pervinqueria inflata*. Эти отложения представлены главным образом массивными песчаниками и алевролитами, иногда с перемывом в основании. Мощность зоны в Центральном Копетдаге 122—87 м, в Гяурсдаге 49 м, в Восточном Копетдаге 21 м.

Органические остатки характеризуются следующими видами: *Pervinqueria* cf. *inflata* Sow.¹, *Hysterocheras* sp. ind., *Hamites rotundus* Sow.², *H. cf. bouchardi* Orb., *Semenovites michalskyi* Sow., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A. krasnopolskyi* Pavl., *Actinoceramus sulcatus* Park. и др.; встречаются ядра гастропод, зубы рыб.

Как известно, отложения с *Pervinqueria* на Кавказе выделяются в зону *Pervinqueria inflata*. В Западном Копетдаге и Туаркыре эти отложения разделяются на две, не везде четко прослеженные части. Для нижней части характерны аммониты *Pervinqueria inflata* Sow., а для верхней — *Pervinqueria rostrata* Sow. На изученной нами территории слои с *Pervinqueria* фаунистически охарактеризованы слабо, в связи с чем достоверное выделение отложений с определенными комплексами фауны не представляется возможным. Присутствие *Pervinqueria* cf. *inflata* Sow. и других окаменелостей позволяет относить рассматриваемые образования к широко известной зоне *Pervinqueria inflata*.

Зона *Stoliczkaia dispar*. Верхняя зона верхнего альба в районе устья Тежева залегают на нижележащих отложениях согласно. В долине р. Секизьяб в основании зоны наблюдаются следы перемыва. Далее к юго-востоку перемыв выражен в наличии маломощ-

¹ На присутствие этого вида в душакском разрезе указывают Г. Н. Джабаров, А. А. Манья и др. («Путеводитель экскурсий...», 1966).

² Из работы П. И. Калугина, А. В. Дмитриева и Г. Е. Кожевниковой (1964).

ного (0,2—0,3 м) горизонта фосфоритов или разрозненных фосфоритовых галек.

Почти во всех разрезах зона подразделяется на две части. Большая нижняя часть зоны сложена глинистыми мелкозернистыми алевролитами и аргиллитами, верхняя — массивными крупнозернистыми алевролитами, песчаниками и хлидолитами. В основании верхней части зоны в разрезах Центрального Копетдага зафиксирован разрыв. В долине р. Секизьяб ниже поверхности этого разрыва (в 15 м) отмечаются следы еще одного разрыва. Мощность зоны увеличивается с северо-запада на юго-восток от 85 м в ущелье Тежева до 170 м в долине р. Шерлок. Далее к юго-востоку она вновь сокращается и в долине р. Душак составляет 121 м.

В описываемых отложениях собраны аммониты *Lepthoplit* cf. *cantabrigiensis* Spath, *L. pseudoplanus* Spath, *Epihoplit* sp., *Callihoplit* sp., *Discohoplites* sp. Изредка наблюдаются *Stoliczkaia* sp. Характерно присутствие многочисленных ауцеллин — *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A. krasnopolskyi* Pavl. Встречаются *Synsyclonema orbiculare* Sow., створки иноцерам.

Комплекс названных органических остатков является характерным для верхних слоев верхнего альба Копетдага, выделенных в «плеурогоплитовую» зону (Глазунова, 1953) или зону *Stoliczkaia dispar* (Соколов, 1958 и др.).

Выше залегают нижнесеноманские отложения, обнажающиеся в ущелье Тежева, в бассейнах рек Секизьяб, Алтыяб, Шерлок, Лаинсу и Душак. Эти породы представлены в основном мелкозернистыми песчаниками, крупнозернистыми и мелкозернистыми алевролитами. Последние преобладают в разрезах Восточного Копетдага, где присутствуют и глины (рис. 2, 4). Мощность подъяруса сокращается в юго-восточном направлении. В тежевском разрезе она равна 211 м, в секизьябском — 222 м, в шерлокском — 68 м, в душакском — 59 м.

Многочисленные остатки аммонитов и другой фауны позволяют расчленять нижний сеноман Копетдага на две зоны — *Mantelliceras martimpreyi* (*Schloenbachia subplana* или слои с *Neohibolites ultimus* Orb.) и *Mantelliceras mantelli* (Атабекян, Лихачева, 1961; Калугин и др., 1964; Мания, 1969). Рассмотрим нижнюю из них.

Зона *Mantelliceras martimpreyi* согласно залегает на верхнеальбских отложениях. В ущелье Тежева основание зоны проводится по кровле массивных хлидолитов мощностью 35,5 м. В бассейне р. Секизьяб она проходит в кровле слоя массивных крупнозернистых алевролитов, составляющих с вышележащими песчаниками единую пачку мощностью 49 м, а в долине р. Шерлок — в 55 м от подошвы толщи песчано-алевритовых пород мощностью до 230 м. В Восточном Копетдаге граница между альбом и сеноманом находится в основании массивных мелкозернистых алевролитов мощностью 6—8 м.

В Центральном Копетдаге и Гяурсдаге зона сложена песчаниками и мелкозернистыми алевролитами. Иногда в нижней ее части присутствуют крупнозернистые алевролиты (ущелье Тежева, долина р. Шерлок). В Восточном Копетдаге зона представлена мелкозернистыми алевролитами и алевритистыми аргиллитами. Мощность зоны в тежевском разрезе 107 м, в секизьябском — 144 м, в шерлокском — 48 м, в душакском — 41 м.

В отложениях вышеупомянутыми исследователями обнаружены *Neohibolites* cf. *ultimus* Orb., *Schloenbachia subplana* Mant., *Schl. dorse-tensis* Spath, *Schl. lymensis* Spath, *Schl. ventriosa* Stiel., *Schl. subtu-berculata* Spath, *Discohoplites* aff. *subfalcatus* Sem. и другие характерные для зоны *Mantelliceras martimpreyi* окаменелости.

ГЛАВА II

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД И КОНКРЕЦИОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Аптские и альбские отложения Центрального и Восточного Копетдага характеризуются разнообразием осадочных пород и заключенных в них конкреционных образований. Породы представлены терригенными и, значительно реже, известковыми и фосфатными разновидностями; конкреционные включения выражены карбонатными, фосфатными и железистыми образованиями (Ташлиев, 1968 а, б). Обзор начинается с грубообломочных пород.

Конгломераты

Эти породы образуют редкие маломощные (0,1—0,3 м) слои, наблюдающиеся в зонах *Deshayesites deshayesi*, *Acanthohoplites prodromus* и *Aspolani* (рис. 5). Конгломераты базальные (в основании второй зоны¹ апта, с которой обычно начинается терригенная апт-туронская формация Копетдага) или внутриформационные.

Конгломераты представлены одним литологическим типом, являются мономиктовыми и сложены обломками известковых пород (мергели, известняки). Гальки конгломератов мелкие и средние (1—7 см). Они хорошо окатаны, обычно несколько уплощены. Определенной единой ориентации галек в породе не наблюдается. С поверхности они бурые вследствие ожелезнения и фосфатизации, а иногда покрыты оболочкой зеленого глауконита. Гальки представлены обломками серых с кремевым оттенком и темно-серых мергелей, глинистых и алевроитистых известняков. Их карбонатное вещество состоит из афанитового или микрозернистого кальцита. Содержание CaCO_3 колеблется от 44 до 73%. Алевроитовые обломки образованы кварцем и полевыми шпатами. В некоторых гальках наблюдаются норки моллюсков-камнеточцев, выполненные фосфатным веществом. Такие гальки свойственны для базальных конгломератов нижнего апта. Возможно, что часть галек (по-видимому, преобладающая во внутриформационных конгломератах) является переотложенными кальцитовыми конкрециями.

Кроме галек, в конгломератах присутствуют гравелистые и песчано-алевритовые частицы, играющие роль заполнителя. Наблюдаются частично фосфатизованные ядра аммонитов, раковины, двустворок и гастропод, зубы рыб.

Конгломераты крепко сцементированы известково-глинистым веще-

¹ Здесь и далее термин «зона» при отсутствии определенных указаний следует понимать в стратиграфическом смысле.

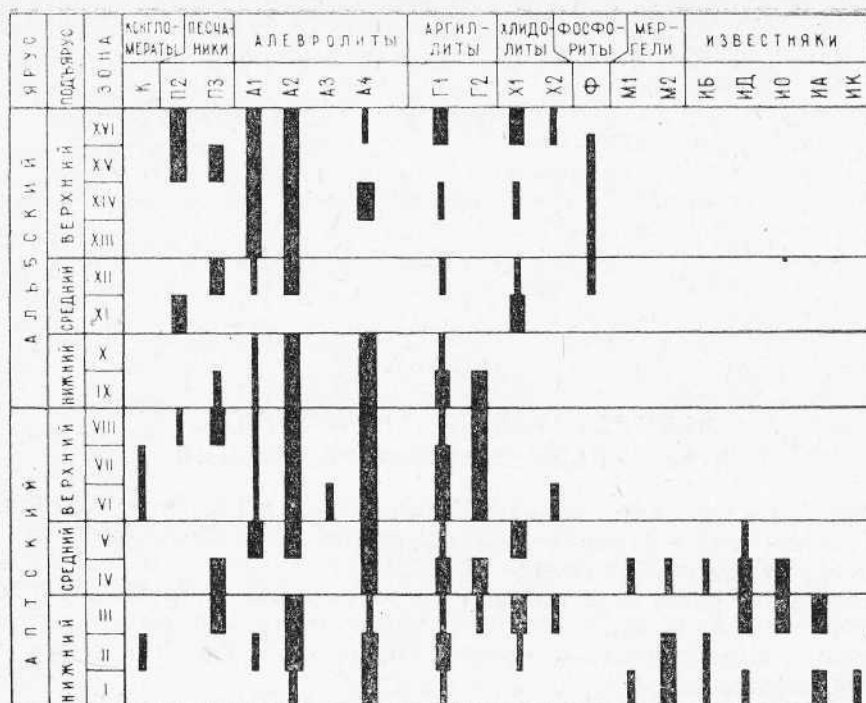


Рис. 5. Стратиграфическое распределение литологических типов пород.

Обозначения зон: I — зона *Deshayesites weissii*; II — зона *Deshayesites deshayesi*; III — зона *Dufrenoya furcata*; IV — зона *Epicheloniceras subnodosocostatum*; V — зона *Parahoplites melchioris*; VI — зона *Acanthohoplites prodromus*; VII — зона *Acanthohoplites nolani*; VIII — зона *Hypacanthoplites jacobii*; IX — зона *Leymeriella tardefurcata*; X — зона *Douvilleiceras mammillatum*; XI — зона *Hoplites dentatus*; XII — зоны *Anahoplites intermedius* и *An. daviesi*; XIII — зона *Anahoplites rossicus*; XIV — зона *Hysterocheras orbigny*; XV — зона *Pervinquieria inflata*; XVI — зона *Stoliczkaia dispar*.

ством с отдельными зернами аутигенного глауконита. Среднее содержание CaCO_3 в цементе 30—35%. Характерно наличие в цементирующей массе гидроокислов железа, которые в гальках, как правило, отсутствуют. В цементирующем известково-глинистом веществе базальных конгломератов присутствует коллоидальный фосфат.

Таким образом, основные литологические особенности базальных и внутриформационных конгломератов схожи. Отличием является некоторая обогащенность базальных конгломератов фосфатом.

Песчаники

Эти породы встречаются в Центральном Копетдаге; на востоке они отсутствуют. Песчаники мелкозернистые; фракция 0,25—0,1 мм преобладает над остальными. По гранулометрическому составу песчаники подразделяются на алевритистые, глинисто-алевритистые и алевритово-глинистые (рис. 6). Вычисление гранулометрических коэффициентов (табл. 3) показывает, что медианный диаметр частиц обычно составляет 0,10—0,18 мм, а их отсортированность средняя, реже плохая (по градации П. Д. Траска). Обломочные зерна изометричные, реже удлиненные. Окатанность их обычно слабая — преобладают остроугольные и угловатые формы (табл. III, I). Микротекстура песчаников беспорядочная.

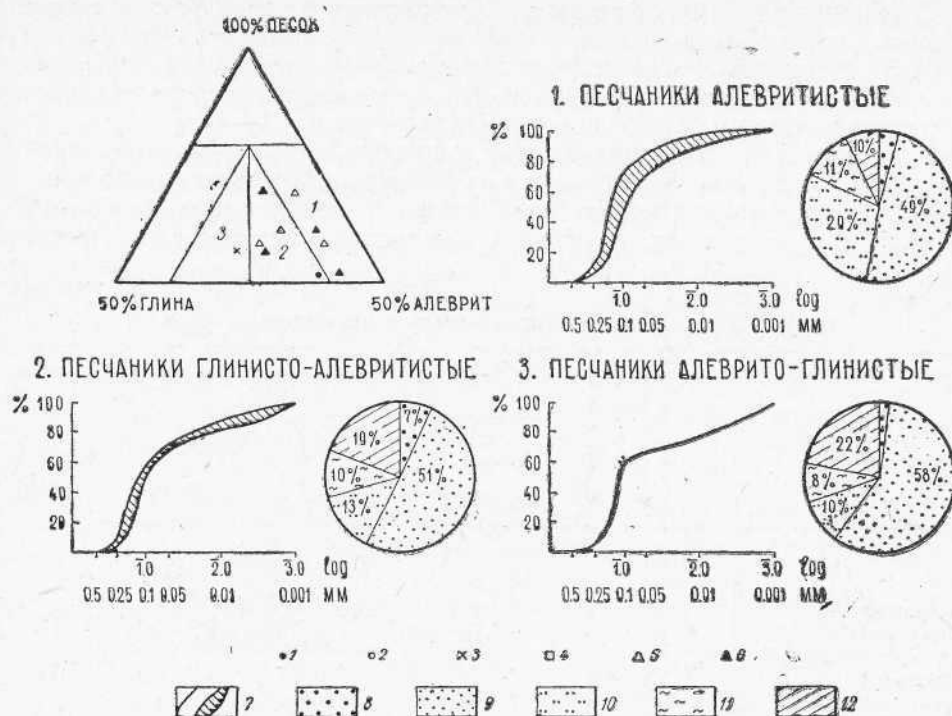


Рис. 6. Треугольная диаграмма, кумулятивные кривые и усредненные циклограммы гранулометрического состава песчаников.

1—нижний апт; 2—средний апт; 3—верхний апт; 4—нижний альб; 5—средний альб; 6—верхний альб; 7—кумулятивные кривые и поля их сосредоточения; 8—фракция более 0,25 мм; 9—фракция 0,25—0,1 мм; 10—фракция 0,1—0,05 мм; 11—фракция 0,05—0,01 мм; 12—фракция менее 0,01 мм.

Породы прочно сцементированы. Тип цементации поровый, реже базальный, контактовый и вдавливания. Цемент глинистый, железисто-глинистый, известково-глинистый, известковый и известково-фосфатный. Карбонаты чаще всего представлены мелко- и среднезернистым кальцитом.

Минеральный состав песчаников в общем однообразный, полевошпатово-кварцевый олигомиктовый и аркозовый (см. главу III). Совокупность прочих литологических признаков (текстурные особенности, отдельность и внешний облик пород) позволяет выделить следующие три типа песчаников:

- а) песчаники с косой слоистостью (П1);
- б) песчаники массивные горизонтальнослоистые (П2);
- в) песчаники с мелкой горизонтальной слоистостью (П3).

Песчаники с косой слоистостью (П1) встречаются в нижнесеноманских отложениях долины р. Секизяб, где они слагают нижние 15—20 м пачки «108». Породы светло-серые с желтовато-кремовым оттенком. Косая слоистость непараллельная, слабо орезанная, изогнуто-клиновидная, однонаправленная. Азимут наклона слоев ЮВ-160—170°. Углы наклона составляют 20—25° и по простиранию серий постепенно уменьшаются. Слойки изогнутые, расходящиеся вверх. Гранулометрический состав песчаников сравнительно однороден: циклическая сортировка материала в слоях слабая. Мощность серий 1,9—3 м. Песчаники (П1) ассоциируют с массивными крупнозернистыми алевролитами и песчаниками с мощной горизонтальной слоистостью.

Песчаники массивные горизонтально-слоистые (П2) наблюдаются в основном в верхних двух зонах верхнего альба (рис. 5). Мощность слагаемых ими пачек до 36 м. Цвет пород зеленовато-серый и светло-серый. Песчаники неслоистые или горизонтально-слоистые; слои мощные и сверхмощные, в среднем равные 1—3 м.

В песчаниках этого типа, наряду с преобладающей мелкопесчаной фракцией, почти всегда отмечаются среднезернистые песчаные обломки (7—11%). Характерно присутствие аутигенного глауконита (до 3—4% породы). В средне- и верхнеальбских песчаниках в заметном количестве

Таблица 3

Показатели гранулометрического состава терригенных пород

| Разновидности пород | Количество анализов | Процент от общего коли- чества анали- зов | Медианный диаметр в мм | | Коэффициент сорти- ровки | |
|--------------------------------------|------------------------|--|---------------------------|--------------------------|-----------------------------|--------------------------|
| | | | предельные значения | среднее значе- ние | предельные значения | среднее значе- ние |
| Песчаники | | | | | | |
| Алевритистые песчаники | 4 | 40% | 0,11—0,36 | 0,18 | 1,9—6,0 | 3,5 |
| Глинисто-алеври- тистые песчаники | 5 | 50% | 0,02—0,14 | 0,10 | 3,2—5,0 | 3,9 |
| Алевритово-глини- стые песчаники | 1 | 10% | | 0,11 | | 10,0 |
| Алевролиты | | | | | | |
| Алевролиты | 11 | 7% | 0,02—0,06 | 0,04 | 1,8—3,6 | 2,7 |
| Песчанистые алевро- литы | 3 | 1% | 0,05—0,08 | 0,07 | 4—4,2 | 4,1 |
| Глинисто-песчани- стые алевролиты | 5 | 2% | 0,05—0,08 | 0,06 | 2,8—6,1 | 4,4 |
| Песчано-глинистые алевролиты | 18 | 11% | 0,01—0,06 | 0,04 | 4,2—12,7 | 7,0 |
| Глинистые алевроли- ты | 116 | 79% | 0,01—0,06 | 0,02 | 2,2—13,3 | 4,3 |
| Хлидолиты | | | | | | |
| Хлидолиты | 2 | 15% | 0,048—0,079 | 0,063 | 6,6—10,2 | 8,4 |
| Сильно песчанистые хлидолиты | 3 | 23% | 0,079—0,100 | 0,090 | 3,6—13,8 | 8,5 |
| Сильно алевритистые хлидолиты | 10 | 47% | 0,011—0,083 | 0,050 | 5,7—24,3 | 12,3 |
| Сильно глинистые хлидолиты | 2 | 15% | 0,011—0,014 | 0,012 | 14,0—18,0 | 16,0 |

(5—10% породы) присутствуют фосфатизованные копролиты, таблитчатые обломки фосфоритов и коллоидальный фосфат, частично играющий роль цемента. В основании некоторых пачек попадаются разрозненные включения фосфоритовой гальки и фосфатизированных фаунистических остатков (табл. I, 4, 5).

Песчаники с мелкой горизонтальной слоистостью (П3) спорадически встречаются по всему разрезу (рис. 5), образуя пачки в 5—30 м. Породы серо-зеленые, с крупной отдельностью, с горизонтальной выдержанной слоистостью в 5—50 см. Песчаные частицы представлены только мелкозернистой фракцией. Глауконита мало, не более 1%. Фосфатные проявления отсутствуют или незначительны.

Алевролиты

Алевролиты — наиболее широко распространенные породы. Часто они слагают целые стратиграфические зоны.

Алевролиты образуют слои и пачки мощностью от 0,1 до 60—90 м. Слоистость пород горизонтальная, отчетливая или неясно выраженная (горизонтальная слоеватость). Изредка наблюдается косая слойчатость. Названные текстуры алевролитов, как и во всех других породах, подчеркнуты распределением различных гранулометрических компонентов, слюистых минералов, растительного детрита, конкреций и фаунистических остатков. Иногда встречаются текстуры взмучивания, особенно характерные для алевролитов зоны *Parahoplites melchioris*. В алевролитах

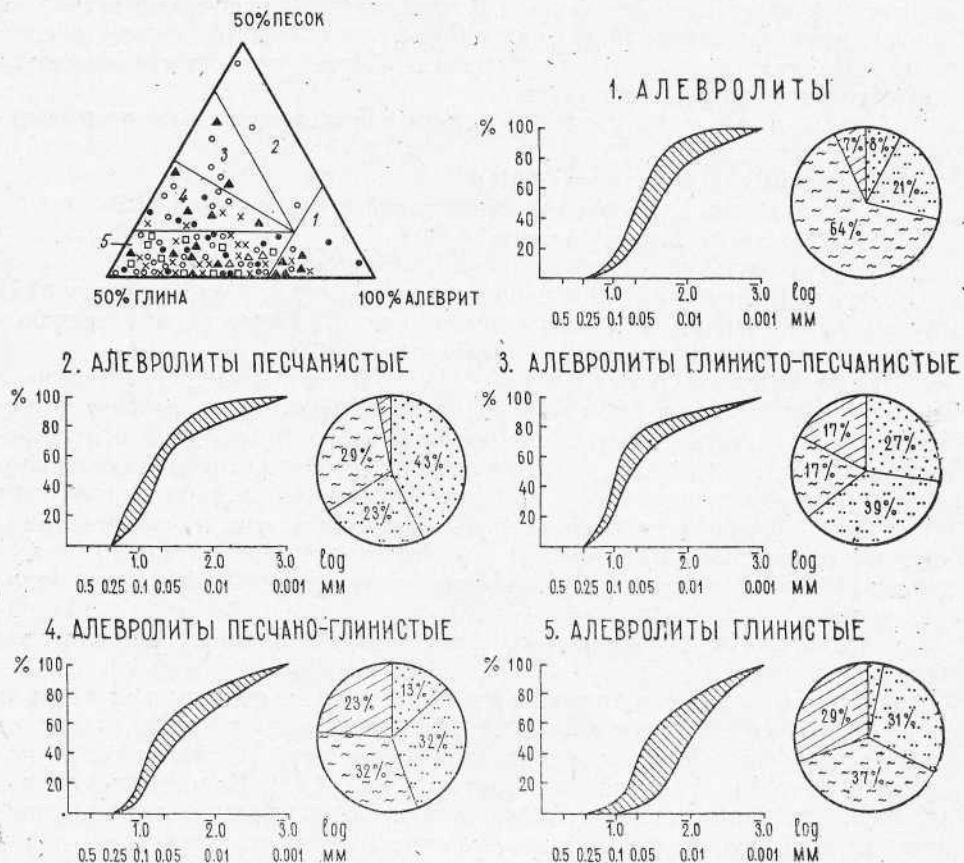


Рис. 7. Треугольная диаграмма, кумулятивные кривые и усредненные циклограммы гранулометрического состава алевролитов. Условные обозначения те же, что на рис. 6.

средней части зоны *Deshayesites deshayesi*, имеющей флишвидный облик, развиты знаки ряби. Последние выдержанные (протяженность более 2 м), симметричные; длина ряби 6—8 см, высота 0,3—0,8 см, индекс (т. е. отношение длины ряби к высоте) 10—20. Азимут простирания этих знаков ряби на всей исследованной территории приблизительно одинаковый (СВ—30—60°). В некоторых горизонтах обнаруживаются довольно многочисленные следы и ходы червей-иллоедов.

Среди алевролитов выделяются крупнозернистые и мелкозернистые породы. В зависимости от количества примеси песчаного или глинистого материала различаются следующие разновидности алевролитов: песчаные, глинисто-песчаные, песчано-глинистые, глинистые и «чистые»

алевролиты (рис. 7). Наиболее часто встречаются глинистые алевролиты, на долю которых приходится почти 80% выполненных гранулометрических анализов. Медианный диаметр, естественно, уменьшается от песчаных разновидностей алевролитов к глинистым (табл. 3). Алевролиты характеризуются преобладанием средней отсортированности. По форме и окатанности обломочных зерен алевролиты существенно не отличаются от песчаников (табл. III, 5). То же самое можно сказать и о микротекстуре пород, хотя у алевролитов иногда наблюдается микрослоистость.

Обломочные частицы крепко сцементированы. Тип цементации поровый, базальный или вдавливания. Количество цемента колеблется от 10 до 45%. Он представлен глинистым, железисто-глинистым, известково-глинистым, известково-фосфатным и кальцитовым веществом. Наиболее распространены алевролиты со смешанно-глинистым и глинистым цементом, обычно несколько окремненным. Состав глинистого вещества преимущественно гидрослюдистый.

Алевролиты рассматриваемой толщи подразделяются на четыре литологических типа:

- а) алевролиты массивные (A1);
- б) алевролиты с мелкой горизонтальной слоистостью (A2);
- в) алевролиты косослойчатые (A3);
- г) алевролиты неслоистые с мелкой отдельностью (A4).

Стратиграфический диапазон наиболее широк у алевролитов (A2) и (A4), свойственных почти всем зонам (рис. 5). Менее часто встречаются алевролиты (A1), еще реже — алевролиты (A3).

Алевролиты массивные (A1) имеют большое сходство с песчаниками (П2), с которыми они иногда ассоциируют в разрезе. Мощность пачек достигает 20—50 м. Породы светло-серые с желтовато-кремовым оттенком. Слоистость горизонтальная, отчетливая, выдержанная, с мощностью слоев 0,7—4 м. Реже встречается неясно выраженная слоистость. Алевролиты представлены как мелко-, так и крупнозернистыми разновидностями. Нередко присутствует примесь песчаного материала (20—25%). Характерно наличие глауконита (2—3%), а в породах среднего и верхнего альба — кальцита (CaCO_3 7—10%), коллоидального фосфата, фосфоритовых галек, фосфатизованных копролитов и остатков фауны.

Алевролиты с мелкой горизонтальной слоистостью (A2) наблюдаются в виде пластов и пачек, мощность которых варьирует от 0,3 до 40—50 м. Породы зеленовато-серого цвета, с отчетливой и выдержанной горизонтальной слоистостью (табл. 1, 1). Слоистость тонкая, умеренно тонкая и средняя. Алевролиты мелкозернистые, реже крупнозернистые. Для этого типа пород свойственны известковистость и пониженное содержание глинистой фракции.

Алевролиты косослойчатые (A3) встречаются чрезвычайно редко. Они обнаружены в средней части зоны *Acanthohoplites prodromus* в разрезах Секизяб, Фирузинка и представлены единичными пластинами мощностью 0,1—0,15 м. Слойки слабоизогнутые, пластинчатые, с однонаправленным падением на ЮВ (табл. 1, 7). Мощность слоёв мала и измеряется несколькими миллиметрами. Слойки довольно однородны, выражены мелкозернистыми алевролитами и объединены в тонкие серии. Последние непараллельные, клиновидные, взаимосрезающие друг друга. Углы несогласия слоёв с границами серий небольшие (10—20°). Литологические особенности пород в отдельных сериях одинаковые.

Алевролиты неслоистые с мелкой отдельностью (A4) распространены очень широко, особенно среди отложений верхнего альба — нижнего альба. Образующие ими пачки обычно мощные, до несколь-

ких десятков метров. Породы темноцветные, однородные, с мелкой плитчатой отдельностью. Алевриты почти всегда мелкозернистые. Содержание глинистой фракции большое, до 40—45%. В тежевинском разрезе в нижней зоне апта наблюдаются голубовато-серые известковистые алевриты (А4), по внешнему облику очень похожие на мергели. Содержание CaCO_3 в них 17—18%.

Аргиллиты

Глинистые породы представлены аргиллитами и развиты в основном в верхнем апте и нижнем альбе. В виде аргиллиты почти не размокают; объемный вес их 2,30—2,50 г/см³, открытая пористость 4—15%. Породы характеризуются однообразным гидрослюдистым составом, выдержанным как по разрезу, так и по площади (Ташлиев, 1968 а.). В виде примеси присутствуют каолинит и хлориты. Под микроскопом аргиллиты выглядят как светло-бурая, зеленовато-бурая масса спутанно-волокнутого и чешуйчатого строения. Породы несколько окремнены и слабо действуют на поляризованный свет. Структура пелитовая, алевропелитовая и псаммопелитовая. Две последние обусловлены, главным образом, присутствием полевошпатово-кварцевых зерен и редких обломков кремнистых пород.

Рассматриваемые породы представлены песчано-алевритистыми и

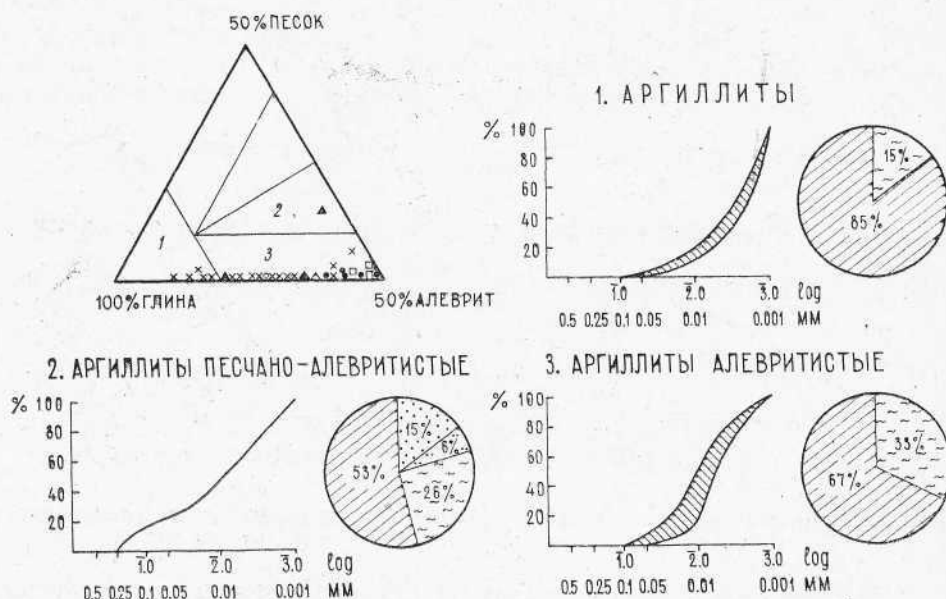


Рис. 8. Треугольная диаграмма, кумулятивные кривые и усредненные циклограммы гранулометрического состава аргиллитов. Условные обозначения те же, что на рис. 6.

чистыми разновидностями, которые выделяются в качестве самостоятельных литологических типов.

Песчано-алевритистые аргиллиты (Г1) имеют широкое стратиграфическое распространение (рис. 5). Они образуют пласты и пачки мощностью от 20 до 85 м. Породы темно-серые с зеленоватым оттенком, с плитчатой отдельностью, микрослоистые и тонкослоистые. В единичных случаях содержание песчаной фракции увеличивается до 15% (рис. 8). Средний медианный диаметр частиц 0,008—0,009 мм. Отсортированность их средняя и плохая (табл. III, 6).

Чистые аргиллиты (Г2) наблюдаются главным образом в клансейском горизонте и нижней зоне альба (рис. 5). Мощность пластов и пачек, слагаемых этими породами, обычно составляет 10—40 м. Аргиллиты темно-серые, во влажном состоянии почти черные, с мелкой осколчатой или плитчатой отдельностью, с горизонтальной слоеватостью. Изредка наблюдается тонкая горизонтальная слоистость. Алевритовая примесь (в среднем не более 15% породы) образована только мелкозернистыми обломками. Медианный диаметр частиц в аргиллитах (Г2) составляет 0,002—0,003 мм.

Хлидолиты

Хлидолиты (неотсортированные терригенные породы или паттумы) наблюдаются во всех районах, за исключением Гяурсдага. Стратиграфический диапазон их достаточно широк (рис. 5).

Хлидолиты сложены смешанным в различных пропорциях песчаным, алевритовым и глинистым материалом. По составу этих компонентов они не отличаются от уже рассмотренных пород. Тип цементации базальный. Цемент глинистый, глинисто-известковый и известково-фосфатный (последние две разновидности характерны для сильно песчаных и алевритистых хлидолитов).

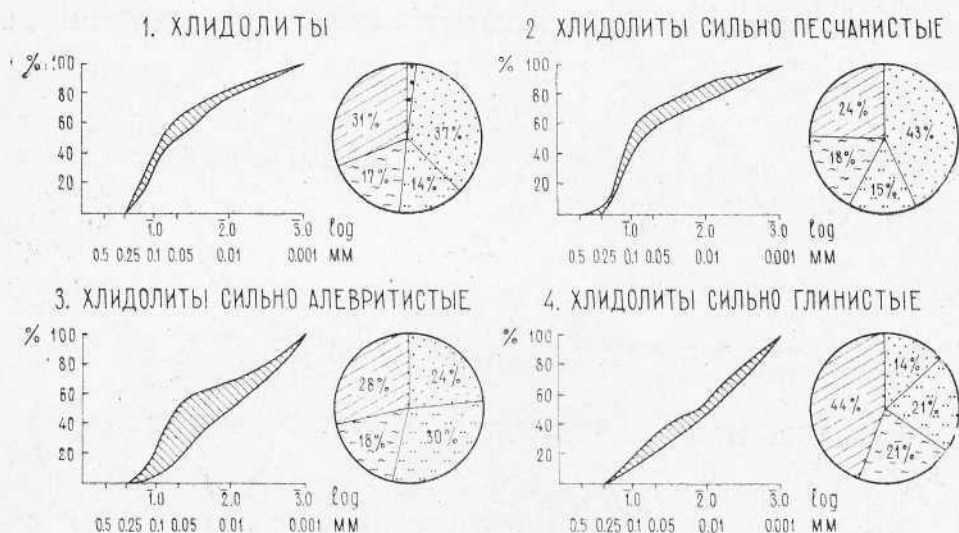


Рис. 9. Кумулятивные кривые и усредненные циклограммы гранулометрического состава хлидолитов. Условные обозначения те же, что на рис. 6.

Характерно, что одни хлидолиты напоминают по внешнему виду песчаники, другие — алевритистые аргиллиты. Эта особенность пород контролируется соотношением песчано-алевритового и глинистого вещества. Поэтому удобно подразделить их на два литологических типа:

Массивные хлидолиты (Х1), внешне похожие на песчаники, встречаются чаще (рис. 5). В разрезе они образуют пласты мощностью 35—46 м. Хлидолиты светло-серые, с крупной и глыбовой отдельностью, с горизонтальной слоеватостью или выдержанной крупной слоистостью. В основании некоторых пачек заключена мелкая фосфоритовая галька и гравий. Породы (Х1) обычно представлены сильно песчанистыми или алевритистыми разновидностями, реже — собственно хлидолитами. Средний гранулометрический состав их приведен на рис. 9. Медианный диаметр частиц колеблется от 0,01 до 0,1 мм (табл. 3). Отсортированность слабая.

Хлидолиты с мелкой и средней отдельностью (Х2) наблюдаются редко. Мощность пачек 5—10 м, но иногда достигает до 60 м. Породы темно-серые и серо-зеленые, с мелкой или средней плитчатой отдельностью. Характерные текстуры — горизонтальная слоистость и тонкая горизонтальная слоистость. Хлидолитам этого типа свойственно повышенное содержание глинистой фракции, составляющее в среднем 44%. Средний медианный диаметр 0,012 м. Отсортированность пород очень плохая — коэффициент сортировки равен 14—18.

Мергели

Мергели встречаются только в нижнем и среднем апте (рис. 5). Средняя мощность пластов и пачек, слогаемых этими породами, 10—30 м. Мергели серые с голубоватым оттенком, с горизонтальной слоистостью или отчетливой тонкой слоистостью. В нижних двух зонах апта они примечательны своей палочковидной отдельностью толщиной 1—3 см, длиной 5—20 см.

Рассматриваемые породы подразделяются на два литологических типа: алевритистые (М1) и чистые мергели (М2). Они слагаются афанитовым кальцитом с большой примесью равномерно рассеянного глинистого вещества (до 40—50%). Последний иногда сконцентрирован в агрегаты — сгустки диаметром 0,1—0,3 мм. В мергелях (М1) алевритовые и единичные песчаные обломочные зерна представлены кварцем и полевыми шпатами. Органогенный детрит и шлам, иногда присутствующий в мергелях, представлен остатками криноидей, реже пелеципод, брахиопод, фораминифер. В мергелях зоны *Epicheloniceras subnodosocostatum* встречаются одиночные кальцитовые оолиты.

Известняки

Известняки, как и мергели, отмечаются только в нижнем и среднем апте (рис. 5). Несмотря на ограниченность стратиграфического диапазона, они довольно разнообразны. По морфологическому признаку среди известняков выделяются следующие группы:

- 1) известняки биоморфные цельнораковинные (ИБ);
- 2) известняки детритовые (ИД);
- 3) известняки оолитовые (ИО);
- 4) известняки афанитовые (ИА);
- 5) известняки кристаллически-зернистые (ИК).

Некоторые из этих групп пород представлены одним литологическим типом, другие — несколькими. Кратко охарактеризуем их основные особенности.

Известняки биоморфные цельнораковинные (ИБ) подразделяются на два литологических типа: устричные (ИБ1) и орбитолиновые (ИБ2). Устричные известняки встречаются в виде слоев мощностью 0,05—1,2 м в отложениях зон *Deshayesites weissii* и *Epicheloniceras subnodosocostatum* (рис. 5). Породы сложены многочисленными беспорядочно ориентированными створками устриц, составляющими 60—80% породы. Размеры их различные: устричные известняки с мелкими раковинами характерны для нижней из указанных зон, с крупными раковинами — для верхней. Кроме раковин устриц, отмечаются обломки раковин двустворок, брахиопод, гастропод, песчано-алевритовые обломки кварца и полевых шпатов, отдельные оолиты. Цементирующая масса образована микрозернистым и афанитовым кальцитом. Устричные известняки (ИБ1) генетически тесно связаны с сильно известковистыми песчаниками и алевролитами, заключающими разрозненные створки

устриц и слагающими редкие маломощные прослои в среднем-верхнем апте и среднем альбе.

Орбитолиновые известняки (ИБ2) наблюдаются в верхах зоны *Deshayesites deshayesi* в виде нескольких маломощных (0,1—0,3 м) пластов. Породы состоят из многочисленных, преимущественно целых раковин орбитолин диаметром до 2—4 мм. По составу детрита, обломочной примеси и цемента описываемые известняки схожи с устричными. Важно только отметить, что в орбитолиновых известняках присутствуют остатки криноидей.

Известняки детритовые (ИД) образуют пачки толщиной 3—5 м или маломощные (0,1—0,2 м) слои в отложениях нижнего и среднего апта (рис. 5). Эти породы серые, массивные, с бугристыми поверхностями напластования, со средней горизонтальной слоистостью.

Органогенные обломки, составляющие 50—80% породы, крупные, мелкие и частично шламовые. Они представлены остатками криноидей, пелиципод, брахиопод, мелких гастропод, фораминифер, мшанок, иглолок морских ежей. Часть детрита перекристаллизована (табл. IV, 1). По соотношению обломков указанных организмов известняки этой группы подразделяются на три типа:

- а) известняки полидетритовые (ИД1);
- б) известняки полидетритово-пелициподовые (ИД2);
- в) известняки полидетритово-криноидные (ИД3).

В известняках (ИД1, ИД3) встречаются кальцитовые оолиты (иногда до 10—30% породы). Присутствуют редкие обломки кварца, полевых шпатов, кремнистых пород. Наблюдаются округлые зерна агрегатного глауконита, пластинки хлоритов и изотропный фосфат. Цементирующая масса выражена мелкозернистым и афанитовым кальцитом с примесью глинистого вещества.

Известняки оолитовые (ИО) обнаружены в отложениях зон *Dufrenoya furcata* и *Epicheloniceras subnodosocostatum*. Средняя мощность пачек 5—10 м. Породы зеленовато-серые и темно-серые. Текстура косослойчатая (однонаправленная и перекрестная) или горизонтально-слоистая (табл. I, 2, 3). Поверхности напластования бугристые, со следами ползания червей, мелкими карбонатно-глинистыми окатышами и знаками ряби. Последние хорошо выражены лишь в Гяурсаде. Здесь рябь пологоволнистая; длина ее 50—60 см, высота 2—3 см, первый индекс 20—25, второй индекс 5—6, азимут простирания СВ-24°.

Кальцитовые оолиты, составляющие 60—80% породы, в среднем равны 0,3—0,4 мм, а некоторые достигают 1 мм. Форма их сферическая, реже удлиненная; иногда попадаются обломки оолитов. Строение оолитов концентрическое. Чисто кальцитовые концентры (оболочки) обычно чередуются с концентрирами, сложенными кальцитом и примесью темно-бурого железистого материала. В центре оолитов заключены обломки чистого, трещиноватого или с волнистым погасанием кварца; реже — полуразложенные полевые шпаты, обломки кремнистых пород и афанитовых известняков, окатанный органогенный детрит, зерна ярко-зеленого глауконита (табл. IV, 2).

Кроме оолитов, в рассматриваемых известняках присутствует песчано-алевритовый и органогенный детритовый материал (10—40%). Детрит образован остатками криноидей, брахиопод, пелиципод, гастропод, мшанок. Цементом служит средне-, мелко- и микрозернистый кальцит, иногда с примесью глинистого вещества.

Известняки афанитовые (ИА) тяготеют к нижнему апту (зоны *Deshayesites weissii* и *Dufrenoya furcata*), образуя пачки мощностью до 5—7 м. Породы темно-серые, массивные, с беспорядочной текстурой.

В основной массе известняков (ИА) доминирует афанитовый каль-

цит. Наблюдаются единичные более крупные кристаллы кальцита с нечеткими очертаниями. Содержание CaCO_3 70—85%. Для пород обычна примесь (10—20%) глинистого и полевошпатово-кварцевого алевритового материала. Изредка отмечаются небольшие аутигенные зерна глауконита, органогенный шлам и мелкий детрит.

Известняки кристаллически-зернистые (ИК). Явление перекристаллизации кальцита, как уже отмечалось, в той или иной мере наблюдается в большинстве из вышеописанных известняков. Однако в наиболее древних отложениях (рис. 5) иногда встречаются настолько измененные известняки, что их следует относить уже к группе кристаллически-зернистых.

Эти известняки серые, массивные. Мощность слоев, как правило, мала и колеблется от 0,07 до 0,5 м. Основная масса пород представлена мелко-, средне- и крупнозернистым кальцитом. В некоторых разновидностях этих известняков проглядывает крупный детрит, также подвергшийся интенсивной перекристаллизации.

Фосфориты

Фосфатные породы наблюдаются только в Гяурсдаге. Фосфоритогенная часть разреза ограничена снизу глинистыми алевритами зоны *Leymeriella tardifurcata*, а сверху — алевритистыми арпиллитами зоны *Stoliczkaia dispar*. Внутри этого интервала присутствуют три фосфоритовых пласта. Мощность нижнего из них в ущелье Шерлок равна 0,3—0,5 м, среднего — 0,6 м, верхнего — 0,3 м. К периклиналям Гяурсдагской антиклинали, как свидетельствует Ю. Б. Айзенберг, мощность фосфоритовых пластов несколько уменьшается. В некоторых участках (например, в 5 км к северо-западу от ущелья Шерлок) нижний фосфоритовый горизонт «расщепляется» на два самостоятельных пласта, разделенных слоем алевритов.

В. А. Орехов (1965) считает, что нижний фосфоритовый пласт приурочен к основанию зоны *Hysterocheras orbigny* и является результатом размыва, происшедшего в начале времени «*Hysterocheras orbigny*». Однако изучение пород и палеонтологических остатков показывает, что образование рассматриваемых пластов, в том числе и нижнего, было обусловлено процессами конденсированного осадконакопления и представляло собой достаточно длительный процесс. Так, период формирования нижнего фосфоритового пласта охватывал промежуток времени от конечных этапов времени «*Hoplites dentatus*» до начала времени «*Pervinquieria inflata*». Образование среднего фосфоритового горизонта происходило в течение части времени «*Pervinquieria inflata*». Период накопления верхнего фосфоритового пласта длился от поздних этапов времени «*Pervinquieria inflata*» до начальных этапов времени «*Stoliczkaia dispar*» (Сапожников, Ташлиев, 1969).

Изучаемые фосфориты являются желваковыми (конкреционными). Это — темно-серые или темно-бурые породы, представляющие собой скопление многочисленных переотложенных фосфатных микроконкреций, бобовин и желваков. Размер микроконкреций колеблется от 0,5 до 1 мм, бобовин — от 1 до 10 мм, желваков — от 1 до 10 см. В среднем пласте конкреции образуют монолитную фосфоритовую плиту, покрытую сверху глянцевой фосфатной коркой — «поливой». Кроме фосфатных конкреций, в которых сконцентрировано основное количество P_2O_5 , в породах присутствуют фосфатизованные копролиты размером 0,2—0,8 мм, небольшие фосфоритовые обломки, фаунистические остатки (иногда фосфатизованные), мелкие, средние и крупные известняковые гальки. Последние иссверлены моллюсками-камнеточками и, по всей вероятности, являются переотложенными кальцитовыми конкрециями.

Некоторые гальки покрыты глауконитовыми оболочками. Перечисленный материал смешан с полевошпатово-кварцевым песком, алевритом и глауконитовыми зернами, составляющими в сумме 10—20% породы.

Цементирующее вещество фосфоритов выражено глинисто-известковой массой со сгустковым коллоидальным фосфатом. Относительно повышенное содержание фосфата в цементе свойственно верхнему фосфоритовому горизонту. Ассоциирующийся с фосфатом кальцит иногда перекристаллизован до мелко- и среднезернистого.

Таким образом, рассматриваемые фосфатные породы представлены одним литологическим типом и могут быть отнесены к классу глауконитово-песчанистых или глауконитово-алевритистых желваковых фосфоритов. Как отмечает Г. И. Бушинский («Методы изучения...», т. 2, 1957), содержание P_2O_5 в подобных породах обычно составляет 18—20%. В изучаемых фосфоритах содержание P_2O_5 равно 15—18%. Сравнительно невысокое содержание P_2O_5 исключает возможность применения пород в качестве сырья для производства суперфосфата. К такому выводу пришел и Ю. Б. Айзенберг в 1942—1945 гг., который, однако, указывал, что альбские фосфориты Гяурсдага после соответствующей переработки могут быть использованы в народном хозяйстве в качестве фосфоритовой муки. Вегетационные опыты, проведенные в те же годы В. Г. Александровым и К. Ф. Скурат, подтвердили это. Основной практический интерес представляют средний и верхний фосфоритовые пласты.

* * *

Итак, апт-альбская толща центральных и восточных районов Копетдага характеризуется широким спектром пород, подразделяющимся на 23 литологических типа. Двенадцать из них падают на породы терригенного ряда, которые, как можно было видеть, резко преобладают в разрезе. Остальные 11 типов приходятся на мергели и известняки, встречающиеся лишь в нижнем-среднем апте, и фосфориты среднего-верхнего альба. Эта схема, как и любая другая, конечно, не может отражать в полной мере всей многогранности природных объектов. Иногда те или иные породы, относимые к одному типу, обладают отдельными признаками другого и могут рассматриваться как переходные, промежуточные. Тем не менее, выделенные литологические типы являются достаточно конкретными, реальными. Они легко определены и удовлетворяют целям настоящей работы.

Общей особенностью всех пород является субаквальное происхождение и почти постоянное присутствие глауконита. Характерны слабая окатанность и сортировка песчано-алевритовых частиц, что свидетельствует о сравнительной близости главных источников сноса обломочного материала и достаточно большой скорости апт-альбского осадконакопления, происходившего на территории Копетдага. Важно подчеркнуть, что на протяжении всего рассматриваемого времени принос терригенного материала шел постоянно. Иногда этот процесс ослаблялся, но полностью не прекращался даже в моменты накопления типично известковых осадков — во всех известняках изучаемой толщи нерастворимый остаток составляет не менее 15—20% породы.

Карбонатные конкреционные образования

Наблюдающиеся в породах конкреционные включения по составу конкрецнеобразователя подразделяются на три класса — карбонатные, фосфатные и железистые. Наиболее значительны по занимаемому объему образования первого класса, среди которых различаются магносидеритовые и кальцитовые.

Магносидеритовые конкреционные образования сравнительно редки и встречены лишь в верхнеаптских и нижнеальбских

отложениях Восточного Копетдага (рис. 10). Они представлены конкрециями, конкреционными линзами и пластами¹, которые могут рассматриваться как самостоятельные типы. Форма конкреций караваяобразная и эллипсоидальная; средняя толщина их 10—15 см, длина 20—30 см. Толщина линз и прослоев в среднем 20 см. Длина линз 1—2,5 м, а длина прослоев — до десятков и сотен метров. Конкреционные образования темно-бурые с вишневым оттенком, плотные, с неровным землистым изломом. Строение их однородное, реже (в некоторых линзах и прослоях) горизонтальнослоистое в 2—5 см.

Рассматриваемые конкреционные тела образованы кристаллами сидероплезита из группы магносидеритов. Размеры кристаллов примерно одинаковые, в среднем 0,04 мм (табл. IV, 4). Между ними находятся афанитовое глинисто-кальцитовое вещество и отдельные зерна аутигенного глауконита диаметром 0,07—0,1 мм. Минеральный нерастворимый остаток (м. н. о.) колеблется в пределах 18—30% и представлен глинистым материалом.

Кальцитовые конкреционные образования. В отличие от магносидеритовых кальцитовые конкреционные включения встречаются почти во всех зонах апта и альба. Конкрециеобразователь практически мономинеральный и состоит из CaCO_3 . Микроскопическое изучение показывает, что преобладают афанитовая и микрозернистая структуры кальцита, однородные или сгустковые. Содержание м. н. о. в анализированных образцах варьирует от 10 до 56%. Он представлен в основном глинистым веществом и полевошпатово-кварцевыми зернами песчано-алевритовой размерности.

Конкреционные образования этой группы разнообразны по форме, внутреннему строению и подразделяются на несколько типов.

Кальцитовые конкреционные пласты приурочены к глинистым пачкам Центрального и Восточного Копетдага (рис. 10). Мощност конкреционных пластов равна 0,2—0,4 м, длина (по простиранию) — несколько сот метров и более. Содержание CaCO_3 колеблется от 53 до 78%. Внутри некоторых пластов встречаются неясно очерченные однородные конкреции караваяобразной или эллипсоидальной формы. Почти всегда наблюдается текстура «конус в конус» (фунтиковая текстура), хорошо развитая в подошвенной и кровельной частях пластов. Средняя высота конусов равна 5—8 см, угол при вершине 30—40° (табл. I, 8). Микроскопическое изучение образцов с фунтиковой текстурой показывает, что они сложены в основном удлиненными, закономерно ориентированными под углом друг к другу кристаллами кальцита (табл. I, 9). Диагенетические образования, подобные кальцитовым конкреционным пластам Копетдага, описаны Г. И. Бушинским (1962). Это — «аптская плита» Среднего Поволжья, протягивающаяся по простиранию на 360 км и являющаяся маркирующим горизонтом зоны *Deshayesites deshayesi*. Другой пример — маломощные глинисто-известковые прослои в чокракских и караганских морских бескарбонатных глинах Северо-Западного Кавказа.

Кальцитовые конкреционные линзы разрознены или четкообразно сочленены и приурочены к отдельным горизонтам (рис. 10). Линзы сложены однородным известково-алевритовым веществом. Содержание CaCO_3 в них 30—34%.

Кальцитовые слоистые конкреции изредка встречаются в алевrolитах (A2). Слоистость вмещающих отложений более или менее отчетливо прослеживается по всей конкреции. Толщина этих образований 0,5—1 м, длина 1—1,5 м. Форма эллипсоидальная, каравая-

¹ К собственно конкрециям отнесены образования с отношением толщины к длине больше 1:5, к конкреционным линзам — от 1:5 до 1:50, к конкреционным пластам — менее 1:50.

| ярус | подъярус | зона | ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КОПЕТДАГ 130 км | ГЯУРСДАГ 80 км | ВОСТОЧНЫЙ КОПЕТДАГ 90 км |
|----------|----------|------|-----------------------------------|-------------------|--------------------------------|
| АЛЪБСКИЙ | ВЕРХНИЙ | XVI | ⊙ ⊙ ⊙ • • • | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ |
| | | XV | ⊙ • • • | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ | ⊙ ⊙ ⊙ |
| | | XIV | ⊙ ⊙ | | — |
| | | XIII | — | | — |
| | СРЕДНИЙ | XII | ⊙ • • • | | ⊙ ⊙ ⊙ • • • |
| | | XI | • • • ⊙ ⊙ • • • | | |
| | НИЖНИЙ | X | ⊙ ⊙ | | |
| | | IX | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ |
| АПТСКИЙ | ВЕРХНИЙ | VIII | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ |
| | | VII | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ |
| | | VI | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ |
| | СРЕДНИЙ | V | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ | ⊙ ⊙ ⊙ ⊙ |
| | | IV | — | — | — |
| | НИЖНИЙ | III | — | — | — |
| | | II | ⊙ ⊙ • • • | — | ⊙ |
| | | I | — | — | — |

1 2 3 4 5 6 7 8 9

Рис. 10. Схема стратиграфического распределения конкреционных образований.

1—отложения размыты или конденсированы; 2—магнесидеритовые конкреционные образования; 3—кальцитовые конкреционные прослои; 4—кальцитовые конкреционные линзы; 5—кальцитовые однородные, реже концентрические и слоистые конкреции; 6—кальцитовые септариевые конкреции; 7—разрозненные фосфатные конкреции; 8—желваковые фосфориты; 9—конкреционные образования, за исключением железистых, не найдены. Нумерация зон та же, что на рис. 5.

образная и неправильная. Количество конкрецнеобразователя сравнительно небольшое — содержание CaCO_3 20—32%.

Кальцитовые концентрические конкреции наблюдаются редко и обычно в альбских отложениях. Форма их шаровидная, реже эллипсоидальная (табл. II, 2). Диаметр 0,1—0,7 м. Конкреции характеризуются наличием внутреннего ядра с содержанием CaCO_3 53—66% и внешней части, в которой содержание конкрецнеобразователя по сравнению с ядром понижено (35—42%).

Кальцитовые однородные конкреции составляют одну из наиболее распространенных групп карбонатных конкреций и встречаются почти во всех стратиграфических зонах (рис. 10). Форма их шарообразная, эллипсоидальная и караваеобразная, реже лепешковидная, валикообразная («трубчатая»). Толщина конкреций колеблется от 1 см до 1,5 м (табл. II, 1). Содержание CaCO_3 36—60%. В небольших однородных конкрециях иногда намечаются зачатки септ (внутренних трещин), выполненные молочно-белым кальцитом. Во внешней части некоторых однородных конкреций наблюдается фунтиковая текстура, а в переотложенных конкрециях — норки моллюсков-камнеточцев (табл. I, 6).

Кальцитовые септариевые конкреции очень многочисленны и приурочены в основном к верхнему апту и нижнему альбу. Именно поэтому И. И. Никшич (1929), П. И. Калугин (1957) и др., выделяя эту часть разреза в отдельную свиту, называли ее «септариевой». В остальных подъярусах апта и альба септариевые конкреции редки или полностью отсутствуют (рис. 10). Форма конкреций самая разнообразная: шаровидная, караваеобразная, эллипсоидальная, лепешковидная, валикообразная, волчкообразная, грибовидная, неправильная. Размер их колеблется от 3 до 60 см, в среднем равен 10—30 см. С поверхности они обогащены гидроокислами железа, а иногда осложняются фунтиковой текстурой. Интересна находка «двойной» шаровидной септариевой конкреции, т. е. септариевой конкреции, образовавшейся по уже сформированной. Диаметр внутренней септариевой конкреции 10 см, внешней — 40 см.

Тела септариевых конкреций сложены микрозернистым кальцитом с примесью алевроитово-глинистого материала. Содержание CaCO_3 60—83%. Септы хорошо сформированы, образуют сложную систему и обычно (но не всегда) заканчиваются в 1—3 см от поверхности конкреции (табл. II, 3—5). Любопытна минерализация септ. Стенки их покрыты среднезернистым и крупнозернистым кальцитом с удлиненными кристаллами, ориентированными перпендикулярно септе. Внутренняя часть трещин заполнена кальцитом, но с примесью глинистого вещества и менее выраженным кристаллическим строением.

Фосфатные конкреции

Эти конкреции менее разнообразны, чем карбонатные, и встречаются главным образом в среднем и верхнем альбе (рис. 10). Фосфатные конкреции переотложены и выражены окатанными микроконкрециями, бобовинами и желваками (табл. I, 5; III, 3). Величина больших желваков достигает 10 см. Конкреции обычно разрознены и заключены в основании пачек терригенных пород. В отдельных случаях наблюдается значительная концентрация переотложенных фосфатных конкреций, как это имеет место в верхнеальбских фосфоритах Гяурсдага.

Фосфатные конкреции темно-бурые или серые, плотные, однородные. Большинство из них характеризуется наличием двух, реже трех и более генераций. Разные генерации различаются содержанием фосфата, количеством афанитового кальцита, глинистого вещества, песчано-алевритовых обломков и отделяются друг от друга наростами коллоидального

фосфата. Изучение показывает, что конкреции сложены изотропным коллоидальным фосфатом. В виде включений (20—30%) присутствуют песчано-алевритовые обломки кварца и полевых шпатов, глинистое вещество, зерна аутигенного глауконита. В центральной части некоторых конкреций наблюдается примесь сгусткового афанитового кальцита (около 5—10%). Часто встречаются псевдоморфозы по копrolитам, реже — по обломкам раковин брахиопод или двустворок. Изредка попадаются «отпечатки» спикул губок, кремнистое вещество которых замещено кальцитом (табл. III, 4).

Железистые конкреции

В этот класс включаются сульфидно-железистые конкреции и конкреции, сложенные гидроокислами железа. Последние, по всей видимости, образовались в результате гипергенного окисления сульфидов железа. Однако называть сульфидными все встречаемые железистые конкреции было бы неправильно. Железистые включения выражены микроконкрециями и округлыми бобовинами диаметром до 1—1,5 см (табл. II, 6). Микроконкреции наблюдаются по всему разрезу. Содержание их в породах (по шлифам) не превышает 3—5%. Бобовины встречаются редко и, как правило, в нижнеаптских отложениях.

* * *

Интересно проследить распределение изучаемых конкреционных включений по типам пород. Магнитоокислительные конкреционные образования обнаружены в известковистых аргиллитах (Г2). Кальцитовые конкреционные прослои приурочены к мелкоалевритистым и тонкодисперсным бескарбонатным аргиллитам (Г1 и Г2). Кальцитовые конкреционные линзы и слоистые конкреции наблюдаются в глинистых мелкозернистых алевrolитах (А2 и А4). Кальцитовые концентрические конкреции приходятся на мелкозернистые, иногда известковистые (CaCO_3 5—10%) алевrolиты (А1). Диапазон встречаемости кальцитовых однородных конкреций широкий; они отмечаются в глинистых и мелкозернистых породах, реже — в крупнозернистых алевrolитах, песчаниках, хлидолитах. Кальцитовые септариевые конкреции, как правило, наблюдаются в глинистых и мелкоалевритовых породах (А4, Г1, Г2), меньше — в хлидолитах (Х2). Фосфатные конкреции приурочены к фосфоритам, песчаникам (П2, реже П3), алевrolитам (А1), хлидолитам (Х1). Железистые конкреции встречаются почти во всех типах пород: минимум падает на грубообломочные и песчаные породы, максимум — на глинистые и глинисто-известковые.

Таким образом, отчетливо намечается тяготение карбонатных и железистых конкреционных образований к мелкоалевритово-глинистым отложениям, а фосфатных — к алевритово-песчаным породам. К аналогичному заключению приходят А. В. Македонов (1954) в результате специальных количественных наблюдений по Печорскому бассейну, Ю. А. Прякина (1958) — по Центральному Предкавказью, В. Т. Фролов (1965) — по Дагестану, З. В. Тимофеева (1959) — по Донбассу. По-видимому, можно утверждать, что эта закономерность общегеологическая.

ГЛАВА III

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОТЛОЖЕНИЙ

Породообразующие и акцессорные минералы, как учил В. Н. Лодочников, всегда являются закономерно ассоциированными составляющими пород. Позже эта идея нашла блестящее развитие в работах В. П. Батурина, выделившего самостоятельное понятие «терригенно-минералогическая провинция» и давшего начало целому направлению в литологии — анализу геологического прошлого по терригенным компонентам отложений. Другое направление, рожденное той же идеей, — стадийный анализ осадочных пород, развиваемый в трудах И. И. Гинзбурга, А. В. Копелиовича, А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко, Л. В. Пустовалова, Л. Б. Рухина, Н. М. Страхова, Г. И. Теодоровича, И. В. Хворовой, В. Д. Шутова и др.

Наибольшим разнообразием минералов и их ассоциаций обычно характеризуются песчано-алевритовые породы. Причиной тому — концентрация преобладающего количества аллотигенных минералов в песчано-алевритовых фракциях и наличие большого порового пространства, способствующего возникновению минеральных новообразований. Сказанное в полной мере относится и к апт-альбским отложениям Центрального и Восточного Копетдага.

Минералы песчано-алевритовых фракций

Изучение шлифов и иммерсионных препаратов показывает, что песчано-алевритовые фракции рассматриваемых отложений слагаются как отдельными минералами, так и обломками пород.

Минералы разделяются на легкие (удельный вес $< 2,9$) и тяжелые (уд. вес $> 2,9$). Легкие минералы представлены кварцем, ортоклазом, микроклином, плагиоклазом, хлоритом, глауконитом, опалом и халцедоном. Из слюд, характеризующихся легким и тяжелым удельным весом, развиты мусковит и биотит.

Минералы тяжелой фракции могут быть объединены в следующие группы: а) группа устойчивых минералов (циркон, гранат, турмалин, рутил и сфен); б) группа рудных минералов (ильменит, лейкоксен, пирит, лимонит, магнетит, хромит); в) группа амфиболов и пироксенов (обыкновенная и базальтическая роговые обманки, диопсид, энстатит, гиперстен); г) группа метаморфических минералов (ставролит, дистен, силлиманит, хлоритоид); д) группа эпидота (эпидот, цоизит и клиноцоизит). Кроме перечисленных минералов, в тяжелой фракции встречены анатаз, брукит, барит, монацит и зерна нерудных неопределимых минералов. Выход тяжелой фракции составляет обычно менее одного процента, редко поднимаясь до 2—3%.

Обломки пород представлены кремнистыми образованиями, обломками глинистых пород и эффузивов.

Кварц — наиболее распространенный минерал. В песчано-алевритовых породах он составляет 46—88%. В легкой фракции среднее содержание кварца следующее: в песчаниках — 52,7%, в крупнозернистых алевролитах — 52,4%, в мелкозернистых алевролитах — 53,5%, в аргиллитах — 52,0%, в хлидолитах — 52,1%.

Для кварца характерны остроугольные, угловатые или полуокатанные изометричные, реже удлинённые зерна. В породах с известковым цементом наблюдаются и корродированные зерна кварца (табл. III, 1). Поверхность зерен матовая, с неровностями, иногда со следами раковистого скола. Кварц бесцветный и прозрачный. В некоторых зернах присутствуют мелкие включения газов и жидкости, располагающиеся большей частью линейно, что характерно для кварца, заимствованного из гранитов и кварцевых диоритов (Батурин, 1947). Другой типоморфной разновидностью является трещиноватый кварц. Изредка попадаются включения циркона. Характер погасания кварцевых зерен неодинаков: наблюдаются зерна с одновременным угасанием и зерна с волнистым погасанием. И те, и другие встречаются по всему разрезу. Нахождение трещиноватого кварца и кварца с волнистым погасанием, «запечатанных» в кальцитовых, фосфоритовых конкрециях и в хорошо сохранившихся известковых оолитах, по-видимому, свидетельствует о том, что такие зерна кварца были принесены из материнских пород, испытавших существенный динамометаморфизм.

Полевые шпаты распространены менее широко, чем кварц. В пересчете на сумму обломочных компонентов песчано-алевритовых пород они составляют 1—44%. В легкой фракции среднее содержание полевых шпатов таково: в песчаниках — 37,8%, в крупнозернистых алевролитах — 39,0%, в мелкозернистых алевролитах — 36,0%, в аргиллитах — 37,1%, в хлидолитах — 40,0%. Среднее содержание этих минералов в отдельных стратиграфических подразделениях обычно не опускается ниже 35%; лишь в зоне *Leymeriella tardefurcata* оно несколько понижено и составляет 30%.

Большая часть полевых шпатов представлена преимущественно калиевыми разновидностями, меньшая — плагиоклазами. Минералы первой группы, по всей видимости, выражены ортоклазом и микроклином. В отдельных случаях микроклин характеризуется решетчатой структурой двойникования, что позволяет уверенно отличать его от ортоклаза. Чрезвычайно редко встречаются зерна мирмекита, то есть плагиоклаза с червеобразными вростками кварца (табл. IV, 3). Плагиоклазы представлены альбитом и олигоклазом. Как калиевым полевым шпатам, так и плагиоклазам свойственны угловатые и полуокатанные зерна, обычно изометричные. Для плагиоклазов характерны также зерна таблитчатой формы. Большинство зерен разложено: калиевые полевые шпаты пелитизированы, а плагиоклазы серицитизованы. В породах с известковым цементом зерна полевых шпатов сильно корродированы карбонатом. Кроме того, наблюдается частичное замещение полевых шпатов кальцитом.

Слюды и хлорит. Слюды представлены мусковитом и биотитом; иногда наблюдаются единичные чешуйки зеленой слюды (гидро-слюда?). Хлорит, по всей вероятности, выражен магнезиально-железистой разновидностью. В песчано-алевритовых породах содержание слюд и хлорита колеблется от 0 до 11%. Разделение минералов по удельному весу приводит к тому, что мусковит и хлорит концентрируются преимущественно в легкой фракции, а биотит — в тяжелой. Среднее содержание хлорита и слюд в легкой фракции следующее: песчаники — 0,4%, алевролиты крупнозернистые — 0,8%, алевролиты мелкозернистые — 2,1%,

аргиллиты — 0,8%, хлидолиты — 2,1%. В тяжелой фракции содержание биотита колеблется от 0 до 3,3%.

Мусковит образует тонкие пластинки, иногда объединенные в агрегаты изометричной или удлиненной формы. Эти слюды почти бесцветные, иногда едва-едва буроватые. Часть чешуек мусковита гидратизирована, что выражается в их деформации и расщеплении по спайности.

Биотит встречается в виде удлиненных, реже изометричных чешуек. Цвет их зеленоватый или бурый. Плеохроизм всегда резок: || Ng (N_m) — желтовато-зеленый или бурый, || Np — светло-желтый или светло-бурый. Биотит в осадочных породах, как известно, мало устойчив. В рассматриваемых отложениях мелкие пластинки биотита (<0,05 мм) остались мало измененными, тогда как более крупные частицы испытали существенную гидратацию, хлоритизацию и незначительную аморфизацию.

Хлорит имеет зеленую окраску и наблюдается в виде трех модификаций: а) чешуйки, наложенные друг на друга и образующие агрегаты изометричной или несколько удлиненной формы; б) псевдоморфозы по пластинкам биотита; в) поровый цемент, связывающий терригенные зерна в отдельных участках пород. Хлориты первой модификации, по всей видимости, имеют аллотигенное происхождение, тогда как остальные — аутигенное.

Г л а у к о н и т характерен для большинства пород. Как отмечалось в главе III, глауконит чаще встречается в конгломератах, фосфоритах, песчаниках и крупнозернистых алевролитах (П1, П2, А1), известняках (ИД, ИО). Меньше всего он развит в аргиллитах (Г2).

Морфология глауконита разнообразна. Наиболее обычны округлые светло-зеленые зерна с агрегатной поляризацией. Некоторые зерна глауконита полуразложены и покрыты с поверхности гидроокислами железа. Естественно предположить, что подобный глауконит является переотложенным. Это подтверждается и тем, что он встречается в центрах отдельных оолитов. Большинство же зерен глауконита имеет аутигенное происхождение. Свидетельство тому — более крупный размер таких глауконитовых зерен по сравнению с окружающими обломочными частицами, свежесть зерен и наличие в них трещин синерезиса.

Остальные модификации глауконита также аутигенны. Среди них наиболее развит глауконит, цементирующий отдельные участки пород. Реже встречается глауконит, выполняющий камеры фораминифер, мелких гастропод или замещающий кальцитовые органические остатки и оолиты.

Исследователи заметили, что тот глауконит, который наблюдается в осадочных породах в виде микрозернистых агрегатов, обычно представляет собой изменчивую смесь различных глинистых минералов. Поскольку «глауконитом» в минералогии называют железистую разновидность гидрослюда, Ж. Милло (1968) предлагает обозначать подобные зерна — минеральные агрегаты — отдельным термином «глаукония».

Обломки пород являются постоянным компонентом песчано-алевритовых фракций. Содержание таких обломков в песчаниках и алевролитах колеблется от 3 до 17%. В легкой фракции среднее содержание обломков пород (вместе с неопределимыми выветрелыми зернами) довольно постоянное — 5,8—9,9%.

Подавляющая часть обломков сложена кремнями и кварцитами. Кварцевые составляющие, как правило, характеризуются волнистым погасанием. Форма кремнистых обломков изометричная, реже удлиненная. Обломки окатанные и полуокатанные. С поверхности они чистые или покрыты налетом глинистого вещества, реже лимонита и глауконита. Остальная часть рассматриваемых образований представлена обломками глинистых пород. Попадают единичные обломки вулканического стекла.

Перечисленные минералы и обломки пород резко доминируют в легкой фракции. Из прочих легких минералов изредка отмечаются зерна халцедона и выполняющий органогенные остатки опал (0—0,6%).

Из вышензложенного можно видеть, что аптские и альбские песчано-алевритовые породы характеризуются посредственно-устойчивой ассоциацией обломочных породообразующих компонентов и являются полевошпатово-кварцевыми олигомиктами и аркозами.

Акцессорные минералы апт-альбских отложений концентрируются в тяжелой фракции. Эти минералы более разнообразны, но и среди них отчетливо обнаруживается преобладание устойчивых компонентов.

Группа устойчивых минералов представлена цирконом, гранатом, турмалином, рутилом и сфеном. Первые четыре минерала являются постоянными компонентами тяжелой фракции, тогда как сфен появляется спорадически и в очень малых количествах (0—0,9% фракции).

Таблица 4

Содержание устойчивых минералов в тяжелой фракции пород, в %

| Породы | Циркон | | Гранаты | | Турмалин | | Рутил | | Количество анализов |
|--------------------------|---------------------------|-----------|---------------------------|-----------|---------------------------|-----------|---------------------------|-----------|---------------------|
| | пределы колебания со-дер. | \bar{X} | пределы колебания со-дер. | \bar{X} | пределы колебания со-дер. | \bar{X} | пределы колебания со-дер. | \bar{X} | |
| Песчаники | 18,4—49 | 32,0 | 4,0—18,4 | 9,8 | 2,9—6,8 | 4,4 | 0,6—2,0 | 1,4 | 9 |
| Алевриты крупнозернистые | 24,7—36,8 | 31,4 | 4,5—9,1 | 6,0 | 2,7—13,2 | 5,8 | 1,0—1,7 | 1,3 | 13 |
| Алевриты мелкозернистые | 12,7—55,4 | 41,2 | 2,1—32,2 | 6,2 | 1,0—20,2 | 6,8 | 0,4—2,7 | 1,5 | 28 |
| Аргиллиты | 17,0—56,5 | 38,8 | 3,0—10,3 | 5,1 | 1,8—10,6 | 7,2 | 0,4—1,8 | 1,2 | 10 |
| Хлидолиты | 19,7—48,0 | 44,9 | 4,5—19,0 | 12,2 | 1,0—5,3 | 4,8 | 0,9—1,9 | 1,2 | 7 |

Из табл. 4 видно, что циркон концентрируется наиболее прихотливо и не обнаруживает тяготения к определенному классу пород. Содержание гранатов повышено в песчаниках и хлидолитах, турмалина — в аргиллитах. Содержание рутила во всех классах пород приблизительно одинаковое. Среднее содержание минералов этой группы в отдельных интервалах разреза показано на рис. 11.

Циркон бесцветный, иногда с буроватым или зеленоватым оттенком. Хорошо ограненные бипирамидальные кристаллы встречаются редко; значительно чаще наблюдаются кристаллы с отколотыми гранями, угловатые и полуокатанные зерна. Часть цирконов заключает пузырьки газа или жидкости. Иногда попадаются зональные разновидности циркона.

Гранаты встречаются в виде изометричных, полуокатанных или угловатых зерен с раковистыми сколами. Нередки гранаты с черепитчатой поверхностью. Большинство гранатов бесцветные и, по-видимому, представлены гроссуляром. Реже наблюдаются желтые, розовые и красно-бурые гранаты.

Турмалин присутствует в виде призмочек с одной пирамидкой и столбчатых полуокатанных зерен. Иногда попадают почти круглые зерна. Плеохроизм всегда отчетливый, в грязно-зеленых, реже розовато-коричневых или синих тонах. В отдельных зернах наблюдаются редкие мелкие включения слюдяных и рудных минералов.

Рутил образует зерна неправильной формы с остроугольными и угловатыми очертаниями. Встречаются столбчатые зерна, иногда бипира-

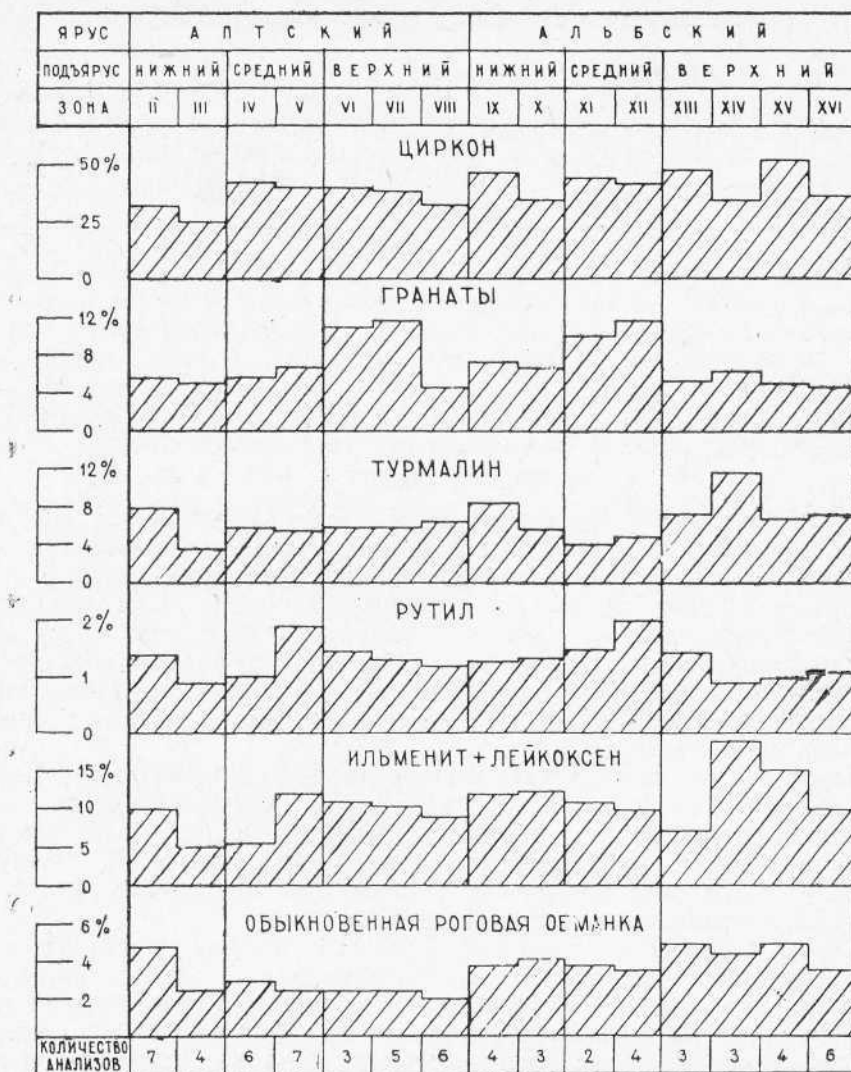


Рис. 11. Стратиграфическое распределение некоторых минералов и их среднее содержание в тяжелой фракции. Обозначения зон те же, что на рис. 5.

мидалевые. Цвет рутила темно-желтый или коричневатокрасный. В некоторых зернах видна спайность.

Сфен — самый малочисленный минерал из группы устойчивых. Он представлен в виде призматических зерен, конвертообразных кристаллов или полуокатанных обломков. Цвет минерала коричневатобурый или светло-зеленый с буроватым оттенком.

Группа рудных минералов состоит, главным образом, из ильменита, лейкоксена, пирита и лимонита. Магнетит встречается чрезвычайно редко, что было установлено еще в 1954 г. А. Б. Вистелиусом (Вистелиус, 1954). Им же отмечено наличие в апт-альбских отложениях Копетдага такого трудно диагностируемого минерала, как хромит. Количественное распределение основных рудных минералов в рассматриваемых нами отложениях представлено в табл. 5.

Таблица 5

Содержание рудных минералов в тяжелой фракции пород, в %

| Породы | Ильменит+лей- коксен | | Пирит | | Лимонит | | Количе- ство анали- зов |
|----------------------------------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------|----------------------------------|
| | пределы колебания содержан. | \bar{X} | пределы колебания содержан. | \bar{X} | пределы колебания содержан. | \bar{X} | |
| Песчаники | 5,1—16,5 | 9,5 | 0—13,4 | 3,4 | 0,4—6,4 | 4,4 | 9 |
| Алевриты крупнозер- нистые | 4,1—12,5 | 8,1 | 0—0,2 | 0,2 | 1,6—23,3 | 8,5 | 13 |
| Алевриты мелкозерни- стые | 2,1—46,6 | 9,4 | 0—43,1 | 4,2 | 0,6—13,0 | 4,7 | 28 |
| Аргиллиты | 5,2—16,4 | 11,4 | 0—12,6 | 3,0 | 0,5—25,0 | 4,9 | 10 |
| Хлидолиты | 7,6—12,2 | 9,3 | 0—4,3 | 1,6 | 1,8—5,5 | 3,2 | 7 |

Ильменит и лейкоксен наблюдаются в виде изометричных или несколько удлиненных зерен. В большинстве случаев они уплощенные, реже сфероидальные, с полуокатанными кристаллическими гранями. Характерно интенсивное замещение ильменита лейкоксом, которое часто затрудняет разграничение в иммерсионных препаратах этих двух минералов. Распределение ильменита и лейкоксена по разрезу достаточно равномерное; лишь в зонах *Parahoplites melchioris*, *Hysterocheras orbigny* и *Pervinquieria inflata* их среднее содержание является повышенным, составляя 12—19% (рис. 11).

Пирит слагает микроконкреции или зерна с неправильными очертаниями. В большинстве случаев пирит в той или иной степени окислен; неокисленный пирит встречается как исключение. Подавляющее количество пирита имеет диагенетическое происхождение. Катагенетическое происхождение, по-видимому, имеет лишь тот пирит, который обнаруживается на гидратизированном биотите.

Лимонит (под этим термином понимается скрытокристаллическая смесь гидроокислов железа) в тяжелой фракции представлен порошкообразными агрегатами, слагающими изометричные зерна с бугристой или ровной поверхностью. Установление генезиса лимонита представляет значительные трудности вследствие того, что изучаемые отложения выведены на дневную поверхность. Часть лимонита, несомненно, образовалась в результате гипергенного окисления пирита. Однако можно предполагать и наличие первичного, диагенетического лимонита. Это предположение делается нами на основании нахождения лимонита в аптальбских отложениях Бахардокской опорной скв. № 1, залегающих на глубинах 2135—2880 м. Судя по материалам УГ СМ СССР, лимонит наблюдается здесь постоянно и составляет 0,1—20,1% тяжелой фракции; при этом повышенные его концентрации (10—20%) приходится на крупноалевритово-песчаные отложения верхней части альба.

Группа амфиболов и пироксенов в тяжелой фракции значительно менее представительна и редко достигает 3—4%. Чаще всего встречается обыкновенная роговая обманка, как наиболее устойчивая из этих минералов. Среднее содержание обыкновенной роговой обманки в тяжелой фракции таково: песчаники — 3,5%, алевриты крупнозернистые — 2,7%, алевриты мелкозернистые — 3,6%, аргиллиты — 3,0%, хлидолиты — 3,4%. Остальные минералы этой группы — базальтическая роговая обманка, диопсид, энстатит, гиперстен — либо отсутствуют, либо составляют не более 0,2—0,6% фракции. Распределение обыкновенной роговой обманки по разрезу иллюстрируется рис. 11. Из

него видно, что в альбских отложениях этого минерала обычно больше, чем в аптских; содержание его здесь в среднем превышает 3,5% тяжелой фракции.

Обыкновенная роговая обманка выражена столбчатыми или почти изометричными зернами. В некоторых из них наблюдается средняя спайность. Цвет II-Ng зеленый и бурозеленый, тогда как по Np светло-зеленый с буроватым оттенком. Базальтическая роговая обманка морфологически схожа с обыкновенной и отличается от последней красновато-бурый цвет и плеохроизмом в бурых тонах.

Диопсид встречается в виде светло-зеленых и бесцветных таблитчатых зерен с редкими включениями слюдоподобных бесцветных минералов. Вершины некоторых зерен имеют характерные зубчатые ограничения. Энстатит образует вытянутые зерна с едва намеченной спайностью в двух направлениях, под прямым углом. Плеохроизм отчетливый — желтовато-бурый по Np и зеленовато-бурый по Ng. Гиперстен светло-бурый с желтым или зеленым оттенком, преохроирует в бурых или зеленых тонах и характеризуется наличием точечных рудных включений.

Группу типично метаморфических минералов образуют ставролит, дистен, силлиманит и хлоритоид. Содержание ставролита во фракции колеблется от 0 до 2,3%, дистена — от 0 до 1,3%, силлиманита — от 0 до 0,2%, хлоритоида — от 0 до 0,5%.

Ставролит встречается в виде угловатых и полуокатанных зерен призматической формы. В некоторых из них наблюдается совершенная спайность, а иногда — зазубренные вершины. Цвет минерала светло-желтый и желтовато-коричневый. В отдельных зернах ставролита заключены многочисленные пузырьки газа или жидкости. Дистен представлен крупными, иногда толстостолбчатыми бесцветными зернами с ясно выраженной спайностью. Силлиманит (фибrolит) слагает многочисленные волосовидные кристаллы, собранные в агрегаты и образующие удлиненные зерна. Минерал бесцветен. Свойственный фибролиту буровато-желтый оттенок, как указывает В. Н. Лодочников (1947), не связан с окраской минерала, а является следствием дисперсии света. Хлоритоид встречается в виде пластинок, наложенных друг на друга. Окраска густая, зеленовато-синяя и сине-зеленая. Плеохроизм сильный. В толстых пластинчатых агрегатах минерал почти не просвечивает.

В группу эпидота входят эпидот, цоизит и клиноцоизит. В тяжелой фракции они присутствуют постоянно, но в незначительных количествах, составляя обычно 0,2—2%. В глинистых породах Восточного Копетдага содержание этих минералов повышено и достигает в отдельных образцах 5—15%.

Из минералов рассматриваемой группы чаще всего встречается эпидот, характеризующийся зеленовато-желтыми и желтовато-зелеными разностями. Менее распространен цоизит, выраженный чистыми бесцветными зернами, обычно полуокатанными. Клиноцоизит, морфологически сходный с цоизитом, наблюдается очень редко.

Анатаз и брукит всегда присутствуют в тяжелой фракции и составляют обычно ее значительную часть (табл. 6).

Из приведенных данных видно, что содержание анатаза и брукита в породах ряда песчаник-аргиллит закономерно уменьшается к более мелкозернистым и глинистым образованиям. В иммерсионных препаратах анатаз встречается в основном в виде мелких зерен кубической или таблитчатой формы. Минерал бесцветен, иногда буроват. Зерна частично выветрены и пелитизированы. Изредка попадаются крупные идиоморфные кристаллы (бипирамиды со срезанными вершинами, островершинные бипирамиды) со штриховкой на гранях и синей или черной окраской. Брукит, встречающийся значительно реже анатаза, выражен угловатыми зернами бурого цвета с характерной аномальной интерференционной окраской. Изучение шлифов показывает, что анатаз и брукит

Таблица 6

Содержание анатаза, брукита и барита в тяжелой фракции пород, в %

| Породы | Анализ + брукит | | Барит | | Количество анализов |
|--------------------------|---------------------------|-----------|---------------------------|-----------|---------------------|
| | пределы колебания содерж. | \bar{X} | пределы колебания содерж. | \bar{X} | |
| Песчаники | 5,5—57,4 | 24,0 | 0 — 5,3 | 2,2 | 9 |
| Алевриты крупнозернистые | 6,4—31,2 | 18,6 | 0 — 39,0 | 10,8 | 13 |
| Алевриты мелкозернистые | 1,2—25,6 | 13,0 | 0 — 59,2 | 6,8 | 28 |
| Аргиллиты | 5,3—18,3 | 9,2 | 0,4—19,8 | 6,8 | 10 |
| Хлидолиты | 3,8—27,0 | 15,3 | 0,4—9,6 | 3,2 | 7 |

концентрируются в породах в поровых пространствах. Это особенно наглядно проявляется в образцах с повышенным содержанием описываемых минералов. Несомненно, что подавляющая часть анатаза и брукита имеет аутигенное происхождение. Отсюда становится понятным тяготение рассматриваемых минералов к более пористым алевритово-песчаным породам. Не исключено, что некоторые зерна анатаза и брукита имеют аллотигенное происхождение.

Барит встречается спорадически. В отдельных образцах он полностью отсутствует, в других — составляет 30—40 и более процентов тяжелой фракции (табл. 6). Тяготения к определенному классу пород у барита не отмечается.

Преобладающая часть барита в рассматриваемых отложениях аллотигенна. К таковым нами относятся изометричные окатанные или полуокатанные зерна, покрытые бурым налетом глинистых частиц, а иногда мелкими трещинками. Аллотигенный барит бесцветный или светло-бурый. В нем, как правило, присутствуют точечные включения рудных минералов. Барит, характеризующийся чистыми, бесцветными разностями и лишенный рудных включений, по-видимому, имеет аутигенное происхождение. В отдельных случаях наблюдаются регенерационные каемки аутигенного барита на аллотигенных баритовых зернах.

Монацит в акцессориях изредка встречается в виде несколько удлиненных зерен зеленовато-бурого цвета. Зерна монацита окатаны и частично покрыты красно-бурыми продуктами его разрушения.

Некоторые тяжелые минералы, вследствие сильной выветрелости и загрязненности, не поддаются диагностике. Они присутствуют постоянно, составляя в среднем 2—6% тяжелой фракции. Иногда их содержание повышается до 16—17%. Подавляющая часть таких зерен, по-видимому, сложена титаносодержащими минералами, поскольку они покрыты налетом лейкоксена.

Таким образом, тяжелая фракция апт-альбских отложений центральных и восточных районов Копетдага представлена в основном устойчивыми минералами. Некоторые минералы обнаруживают тенденцию к концентрации в тех или иных классах пород. Например, гранаты и анатаз концентрируются в крупноалевритово-песчаных породах, а турмалин, ильменит и лейкоксен — в глинистых. Остальные минералы ведут себя более неопределенно. Согласно представлениям Н. В. Логвиненко (1967), подобное распределение тяжелых минералов возникает, главным образом, в стадию седиментогенеза. Первичное соотношение накопившихся минералов нарушено последующими процессами, но эти изменения сравнительно незначительны.

Глинистые минералы

В исследуемых отложениях обнаружены следующие глинистые минералы: гидрослюда, каолинит и хлорит. Гидрослюда всегда резко до-

минирует. Каолинит часто присутствует в том или ином количестве в виде примеси. В отдельных участках аптского яруса появляется хлорит, (рис. 12).

Преобладание гидрослюда фиксируется уже при изучении шлифов, в которых она наблюдается обычно в виде удлинённых чешуек с желтыми и оранжевыми цветами интерференции. Однако достоверная диагностика глинистых минералов возможна лишь при использовании комплекса методов (Зхус, 1966; «Методическое пособие...», 1968).

Выполненный с этой целью электронномикроскопический анализ показывает, что глинистые частицы имеют вид изометричных и удлинённых чешуек. Очертания их резкие, реже нечеткие, а контуры угловатые или округлые (табл. IV, 5, 6). Величина глинистых частиц колеблется от 2 микронов до его долей. Указанные особенности, а также наличие ступенчатых сколов, проявляющееся в неодинаковой плотности большинства чешуек, по-видимому, свидетельствуют о преимущественно гидрослюдистом составе частиц.

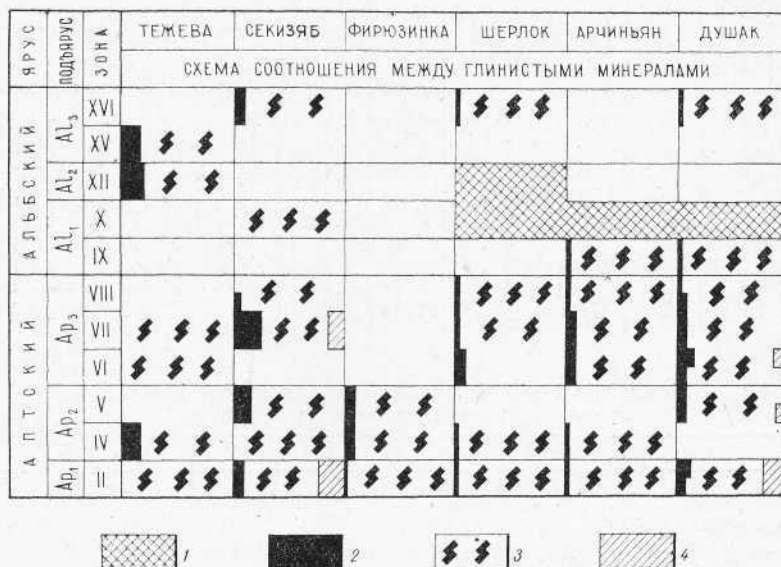


Рис. 12. Распределение глинистых минералов фракции менее 0,001 мм по разрезу и площади.

1—отложения размывы или конденсированы; 2—каолинит; 3—гидрослюда; 4—хлорит. Обозначения зон те же, что на рис. 5.

Дифференциальные кривые нагревания тонкой фракции фиксируют эффекты, большинство из которых характерно для гидрослюда. Первый из них эндотермический, наблюдается при 80—120°C и связан с потерей межслойной воды. Второй интенсивный эндотермический эффект проявляется при 530—600°C. Он обусловлен в основном потерей гидроксильных групп OH и частичным изменением кристаллической решетки гидрослюда. Третий эндотермический эффект, вызываемый полным разрушением решетки, очень слаб и происходит при 850—890°C. Дальнейшее повышение температуры нагревания приводит к возникновению характерного экзотермического эффекта при 880—1000°C, связанного с перекристаллизацией аморфных продуктов разрушения гидрослюда. Обычно этот экзопик выражен слабо, но в некоторых образцах он достаточно резок. Почти всегда отмечается наличие органического вещества, дающего один или два экзотермических эффекта в интервале 220—460°C.

Результаты химического анализа фракции <0,001 мм (табл. 7) подтверждают преимущественно гидрослюдистый состав глинистых мине-

ралов. Колебания содержания SiO_2 46—56%, а $\bar{X}=49,18\%$. Содержание Al_2O_3 не опускается ниже 20,92% и редко достигает 30%, составляя в среднем 25,93. Содержание K_2O равно 1,4—5,0% ($\bar{X}=3,24\%$). Среднее арифметическое содержание остальных компонентов, также являющихся диагностическими, следующее: Fe_2O_3 — 7,37%, TiO_2 — 0,76%, MgO — 2,59%, потеря при прокаливании — 11,72%.

Рентгенографическое изучение фракции $<0,001$ мм свидетельствует с том, что ее основным компонентом является гидрослюда типа иллита. Присутствие этого минерала фиксируется на порошковых рентгенограммах (характеристика некоторых из них приведена в табл. 8) в виде серии отражений с межплоскостными расстояниями 10,15—9,73; 4,93—4,90; 4,53—4,46; 3,34—3,33; 2,57—2,55 Å и др. Некоторые рефлексы

Таблица 7

Некоторые компоненты химического состава фракции $<0,001$ мм (в %)

| №№ обр. | Лито-гический тип породы | Зона | Разрез | SiO_2 | Al_2O_3 | Fe_2O_3 | TiO_2 | CaO | MgO | K_2O | п. п. п. |
|---------|--------------------------|------|---------|----------------|-------------------------|-------------------------|----------------|--------------|--------------|----------------------|----------|
| 4/17 | Г2 | II | Секизяб | 51,52 | 24,84 | 7,10 | 0,76 | 0,47 | 3,59 | 3,45 | 12,31 |
| 4/69 | A4 | V | Душак | 49,65 | 23,58 | 7,75 | 0,80 | 0,73 | 3,35 | 2,34 | 11,76 |
| 2/176 | Г1 | V | Душак | 46,88 | 26,37 | 9,74 | 0,85 | 0,51 | 2,98 | 1,36 | 10,68 |
| 4/110 | Г2 | VI | Секизяб | 47,17 | 28,32 | 8,46 | 0,75 | 0,74 | 1,96 | 3,76 | 12,82 |
| 2/21a | Г1 | VI | Душак | 46,47 | 26,89 | 9,33 | 0,77 | 0,69 | 2,98 | 5,01 | 10,89 |
| 3/44 | Г1 | VII | Душак | 55,93 | 20,72 | 6,00 | 0,82 | 0,69 | 1,86 | 2,54 | 11,24 |
| 6/62 | Г1 | XII | Тежева | 52,55 | 30,37 | 1,92 | 0,66 | 0,56 | 1,05 | 2,84 | 11,50 |
| 4/161 | A4 | XV | Секизяб | 43,09 | 27,87 | 7,63 | 0,71 | 0,67 | 2,89 | 4,94 | 13,24 |
| 66 в | Г1 | XV | Душак | 49,34 | 24,44 | 8,36 | 0,70 | 0,50 | 2,70 | 2,90 | 11,08 |

Таблица 8

Межплоскостные расстояния (в Å) и интенсивности отражений минералов фракции $<0,001$ мм

| J | d/n | J | d/n | J | d/n | J | d/n |
|---|-------|--|-------|-------------------------------------|-------|--|-------|
| Секизяб, зона Douvilleitceras mamillatum | | Тежева, зоны Anaphilites intermedius и An. daviesi | | Секизяб, зона Deshayesites deshaysi | | Арчиньян, зона Deshayesites deshaysi | |
| 5 | 10,07 | 1 | 10,07 | 2 | 13,84 | 5 | 10,15 |
| 3 | 4,90 | 2 | 7,11 | 4 | 10,07 | 0,5 | 7,11 |
| 10 | 4,49 | 1 | 4,90 | 1 | 7,06 | 2 | 4,90 |
| 1 | 3,70 | 9 | 4,47 | 2 | 4,90 | 10 | 4,51 |
| 10 | 3,34 | 1 | 3,97 | 10 | 4,49 | 1 | 4,21 |
| 1 | 3,20 | 1 | 3,70 | 1 | 3,70 | 3 | 3,67 |
| 2 | 2,83 | 1 | 3,53 | 1 | 3,51 | 1 | 3,50 |
| 10 | 2,57 | 9 | 3,54 | 8 | 3,54 | 10 | 3,34 |
| 1 | 2,45 | 1 | 2,83 | 2 | 2,83 | 1 | 3,20 |
| 1 | 2,36 | 10 | 2,57 | 10 | 2,57 | 2 | 2,85 |
| 1 | 2,28 | 1 | 2,41 | 1 | 2,45 | 10 | 2,57 |
| 1 | 2,12 | 1 | 2,33 | 1 | 2,36 | 2 | 2,46 |
| 1 | 1,81 | 1 | 2,12 | 1 | 2,28 | 2 | 2,36 |
| 1 | 1,69 | 1 | 1,97 | 1 | 2,12 | 1 | 2,28 |
| 1 | 1,64 | 1 | 1,828 | 1 | 1,69 | 1 | 2,12 |
| 1 | 1,539 | 1 | 1,711 | 2 | 1,64 | 1 | 1,81 |
| 6 | 1,499 | 1 | 1,690 | 1 | 1,539 | 1 | 1,69 |
| — | — | 1 | 1,649 | 6 | 1,499 | 1 | 1,649 |
| — | — | 1 | 1,539 | — | — | 2 | 1,539 |
| — | — | 5 | 1,487 | — | — | 6 | 1,499 |
| Гидрослюда (с тонкозернистыми полевыми шпатами) | | Гидрослюда с каолинитом | | Гидрослюда с каолинитом и хлоритом | | Гидрослюда с каолинитом и тонкодисперсной примесью кварца и полевых шпатов | |

гидрослюд не совсем четкие, что, по-видимому, связано с относительно повышенным количеством межслойной воды. Насыщение глицерином не изменяет их положения. После прокаливания образцов при 600°C базальные рефлексы гидрослюд не только сохраняются, но и становятся более четкими и интенсивными. Выполнение этой операции способствует более точной диагностике второго глинистого минерала — каолинита, который устанавливается по присутствию на рентгенограммах базальных рефлексов первого (7,15—6,80 Å) и второго (3,53—3,48 Å) порядков. Нагревание до 600°C разрушает его кристаллическую решетку, что приводит к исчезновению указанных рефлексов. Третий глинистый минерал, отмечающийся в отдельных образцах, — хлорит — дает серию базальных отражений, из которых наиболее характерен рефлекс первого порядка (14,20—13,8 Å), не изменяющийся при насыщении глицерином и прокаливании при 600°C.

Кроме глинистых минералов во фракции <0,001 мм некоторых образцов устанавливается наличие тонкодисперсных частиц кварца ($\frac{d}{n} = 4,26—4,21$; 3,69—3,67; 2,70—2,68; 1,82—1,80 Å) и полевых шпатов ($\frac{d}{n} = 3,20—3,17$ Å).

Резюмируя приведенные данные, можно заключить, что глинистые частицы в рассматриваемых отложениях являются мономинеральными (гидрослюда), биминеральными (гидрослюда с каолинитом) и триминеральными (гидрослюда с каолинитом и хлоритом). Особенно широко распространена биминеральная ассоциация (рис. 12). Отложения с мономинеральной глинистой фракцией встречены лишь на северо-западе Центрального Копетдага, в разрезах Тежева и Секизьяб. Триминеральная ассоциация наиболее редка и приурочена к аптским отложениям разрезов Секизьяб и Душак. Характерно, что процент содержания хлорита в триминеральных глинистых породах зоны Deshayesites deshayesi выше, чем в более молодых горизонтах (до 20—30%).

Карбонаты

Рассматриваемые карбонатные минералы рассеяны в терригенных породах, сосредоточены в конкреционных включениях или составляют обычные известковые седиментационные образования (мергели и известняки).

Среднее содержание карбонатов в изучаемых терригенных осадочных образованиях закономерно уменьшается от грубообломочных пород к глинистым: конгломераты — 32%, песчаники — 12%, хлидолиты — 8%, крупнозернистые алевролиты — 5%, мелкозернистые алевролиты — 4%, аргиллиты — 3% (рис. 13). Характерность подобного распределения рассеянных карбонатов в бассейновых отложениях была подчеркнута Н. М. Страховым (1962). Им же была подробно рассмотрена зональность в накоплении разных карбонатов внутри древних бассейнов, т. е. тяготение CaCO_3 к песчаным, а FeCO_3 — к глинистым породам. Исследования показывают, что в апт-альбских отложениях Центрального Копетдага подобная зональность рассеянных карбонатов не проявляется: для всех отложений, как песчано-алевритовых, так и глинистых, свойственен кальцит (табл. 9). В Восточном Копетдаге в нижне- и среднеаптских аргиллитах также наблюдается кальцит, тогда как в аргиллитах верхнего апта и нижнего альба картина иная. Получение солянокислой вытяжки из них затруднено вследствие малой общей карбонатности (см. обр. 9/39, 9/45 в табл. 9), но и имеющиеся материалы показывают, что в составе рассеянных карбонатов этих аргиллитов значительную, иногда доминирующую роль играют FeCO_3 и MgCO_3 . Такие карбонаты представлены магносидеритами.

Рассеянный в терригенных породах кальцит обычно характеризует-

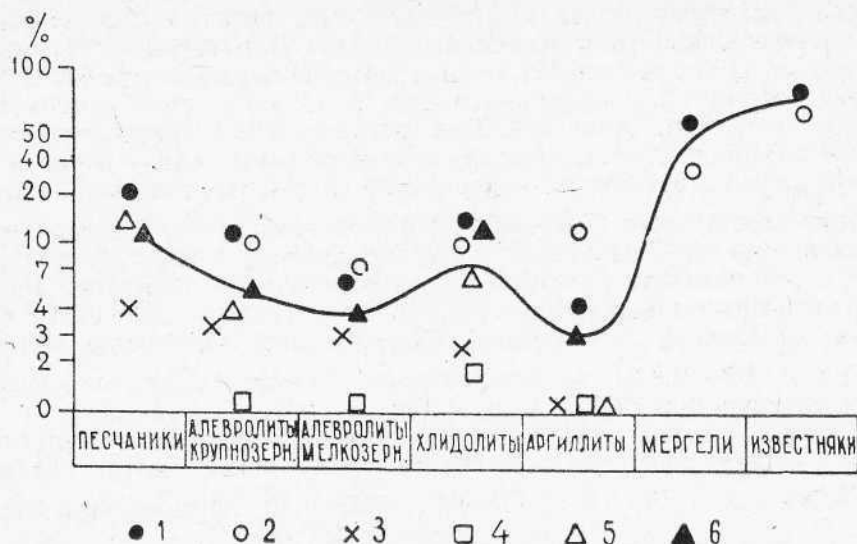


Рис. 13. Среднее содержание карбонатов в породах.
1—нижний апт; 2—средний апт; 3—верхний апт; 4—нижний альб; 5—средний альб; 6—верхний альб.

ся кристаллическими разностями. Афанитовый кальцит встречается реже. Магнийсидериты глинистых пород выражены в виде разрозненных мелких зерен диаметром 0,003—0,03 мм. Преобладают изометричные формы. Зерна имеют бурый цвет и состоят из мельчайших кристалликов. Магнийсидериты в аргиллитах обычно сопровождаются кальцитом. В некоторых случаях, когда содержание CaCO_3 большое (например, в аргиллитах зоны *Stoliczkaia dispar* Гяурсадага, обр. 8/53), имеющиеся в породе магнийсидериты «заглушаются» кальцитом и химическим анализом не обнаруживаются. Необходимо отметить, что под микроскопом магнийсидериты иногда наблюдаются и в песчано-алевритовых породах, но в чрезвычайно малом количестве.

Выявленные особенности состава рассеянных карбонатов в терригенных отложениях хорошо согласуются с распределением карбонатных конкреционных образований (рис. 10). Можно видеть, что кальцитовые конкреционные включения наиболее многочисленны и почти постоянно встречаются во всех разрезах, в то время как магнийсидеритовые — лишь в верхнем апте и нижнем альбе Восточного Копетдага (Ташлиев, 19686).

Конкрециеобразователь кальцитовых стяжений на 88—99,9% состоит из CaCO_3 (табл. 10). В виде очень незначительной, но постоянной примеси присутствует MnCO_3 (0,1—1,25%). Содержание FeCO_3 и MgCO_3 также мало и колеблется от 0 до 10%. Дифференциальные кривые нагревания (рис. 14) отмечают характерный для кальцита эндотермический эффект при 840—950°C. В некоторых образцах термограммы фиксируют наличие гигроскопической воды, связанной с глинистыми частицами нерастворимого остатка конкреций (эндоэффект при 100°C), вторичных гидроокислов железа (эндоэффект при 250°C), органического вещества (экзоэффект при 300—400°C) и пирита (эндоэффект при 450—500°C). Кальцит чаще афанитовый, реже микро-, мелко- и среднезернистый.

Магнийсидеритовые конкреционные включения образованы сидероплезитом, близким по составу к чистому сидериту. Результаты химических анализов (табл. 10) свидетельствуют, что содержание FeCO_3 в них составляет 74—80%, MgCO_3 — 8—9%. Кроме этих карбонатных

Таблица 9

Химический состав карбонатной составляющей пород (в %)

| № образца | Литологический тип породы | Зона | Разрез | М. н. о. | R ₂ O ₃ | CO ₂ | CaO | FeO | MgO | MnO | CaCO ₃ | FeCO ₃ | MgCO ₃ | MnCO ₃ | На сумму карбонатов | | | |
|-----------|---------------------------|------|-----------|----------|-------------------------------|-----------------|-------|------|------|------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|---------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| | | | | | | | | | | | | | | | CaCO ₃ | FeCO ₃ | MgCO ₃ | MnCO ₃ |
| Алевриты | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6/17 | A4 | IV | Тежева | 74,48 | 1,05 | 9,25 | 12,16 | 0,14 | 0,87 | 0,04 | 21,02 | — | — | — | — | 100 | — | — |
| 6/19 | A4 | IV | " | 67,30 | 2,75 | 9,01 | 14,59 | 0,89 | 0,87 | 0,12 | 20,46 | — | — | — | — | 100 | — | — |
| 6/2 | A4 | I | " | 74,06 | 3,20 | 7,49 | 10,94 | 0,86 | 0,87 | 0,07 | 16,82 | — | — | — | — | 100 | — | — |
| 4/38 | A1 | III | Секиязб | 74,84 | 5,24 | 5,04 | 9,41 | 0,73 | 1,18 | 0,10 | 11,45 | — | — | — | — | 100 | — | — |
| 6/42 | A2 | VI | Тежева | 68,62 | 2,10 | 9,20 | 14,59 | 0,29 | 0,44 | 0,43 | 20,86 | — | — | — | — | 100 | — | — |
| 4/139 | A1 | VIII | Секиязб | 64,16 | 2,92 | 13,43 | 17,55 | 0,75 | 0,48 | 0,16 | 30,51 | — | — | — | — | 100 | — | — |
| 59 | A1 | XI | Душак | 82,54 | 2,47 | 4,92 | 7,65 | 1,68 | — | 0,43 | 11,17 | — | — | — | — | 100 | — | — |
| 6/77 | A4 | XIV | Тежева | 76,34 | 0,65 | 8,26 | 10,94 | 0,18 | — | 0,06 | 18,78 | — | — | — | — | 100 | — | — |
| Хлидолиты | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6/11 | X2 | III | Тежева | 73,58 | 3,40 | 6,73 | 10,94 | 0,71 | 0,87 | 0,06 | 15,30 | — | — | — | — | 100 | — | — |
| 4/70 | X1 | V | Секиязб | 75,32 | 6,05 | 5,25 | 7,77 | 1,01 | 1,20 | 0,06 | 11,93 | — | — | — | — | 100 | — | — |
| Аргиллиты | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7/14 | Г1 | II | Фирюзинка | 82,02 | 8,78 | 1,52 | 1,96 | 0,93 | 1,51 | 0,02 | 3,45 | — | — | — | — | 100 | — | — |
| 7/16 | Г2 | III | " | 73,42 | 8,88 | 4,80 | 7,01 | 1,65 | 1,21 | 0,06 | 12,42 | — | — | — | — | 100 | — | — |
| 9/24 | Г2 | IV | Арчиньян | 57,54 | 7,64 | 12,51 | 16,26 | 2,51 | 1,21 | 0,07 | 28,39 | — | — | — | — | 100 | — | — |
| 2/21a | Г1 | VI | Душак | 83,54 | 7,18 | 3,69 | 1,17 | 2,22 | 1,31 | 0,30 | 2,08 | — | — | — | — | 24,89 | 53,43 | 15,79 |
| 9/39 | Г2 | VII | Арчиньян | 84,40 | 6,98 | 1,02 | 0,70 | 0,29 | 0,30 | 0,01 | 1,25 | — | — | — | — | 55,10 | 18,51 | 25,27 |
| 9/45 | Г1 | VIII | " | 87,90 | 6,26 | 1,39 | 0,36 | 0,50 | 0,50 | 0,01 | 1,00 | — | — | — | — | 36,18 | 29,00 | 34,10 |
| 8/53 | Г1 | XV | Шерлок | 57,32 | 7,76 | 12,30 | 16,26 | 1,29 | 0,40 | 0,07 | 27,92 | — | — | — | — | 100 | — | — |

Продолжение

| № образца | Литологический тип породы | Зона | Разрез | М. н. о. | R ₂ O ₃ | CO ₂ | CaO | FeO | MgO | MnO | CaCO ₃ | FeCO ₃ | MgCO ₃ | MnCO ₃ | На сумму карбонатов | | | |
|------------|---------------------------|------|-----------|----------|-------------------------------|-----------------|-------|------|------|------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|---------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| | | | | | | | | | | | | | | | CaCO ₃ | FeCO ₃ | MgCO ₃ | MnCO ₃ |
| Мергели | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4/13 | M2 | I | Секиязб | 20,63 | 5,82 | 29,23 | 38,90 | 1,08 | 1,20 | 0,06 | 66,40 | — | 3,93 | — | 100 | — | — | — |
| 9/2 | M2 | I | Арчиньян | 24,52 | 4,38 | 28,90 | 33,89 | 1,28 | 2,20 | 0,08 | 60,25 | 1,18 | 1,24 | 0,13 | 93,13 | 1,70 | 5,07 | 0,10 |
| 9/15 | M2 | II | " | 28,54 | 4,17 | 26,40 | 32,11 | 1,58 | 0,80 | 0,05 | 57,10 | 1,94 | 1,24 | 0,08 | 94,60 | 3,21 | 2,06 | 0,13 |
| 7/23 | M2 | IV | Фирюзинка | 27,94 | 3,50 | 30,50 | 36,56 | 0,64 | 0,84 | 0,02 | 65,08 | 0,63 | 1,43 | 0,03 | 96,89 | 0,94 | 2,13 | 0,04 |
| 8/12 | M2 | IV | Шерлок | 24,60 | 4,25 | 30,65 | 37,76 | 1,15 | 0,84 | 0,04 | 67,26 | 1,20 | 1,34 | 0,06 | 96,28 | 1,72 | 1,91 | 0,09 |
| Известняки | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7/24 | ИД1 | IV | Фирюзинка | 24,30 | 2,15 | 31,30 | 40,12 | 0,57 | 0,42 | 0,02 | 71,41 | — | 0,63 | — | 100 | — | — | — |
| 4/46 | ИО2 | III | Секиязб | 10,65 | 3,57 | 37,25 | 46,60 | 1,00 | 0,40 | 0,11 | 82,95 | 1,31 | — | 0,18 | 97,41 | 1,64 | 0,75 | 0,20 |
| 6/24 | ИО1 | IV | Тежева | 49,40 | 2,95 | 20,42 | 25,54 | 0,89 | — | 0,11 | 45,40 | 0,92 | 2,00 | 0,16 | 97,30 | 2,30 | — | 0,40 |
| 4/65 | ИО2 | IV | Секиязб | 9,36 | 3,73 | 36,96 | 46,10 | 1,04 | 1,20 | 0,10 | 81,60 | 0,92 | 0,84 | 0,05 | 96,36 | 1,09 | 2,37 | 0,18 |
| 8/13 | ИО2 | IV | Шерлок | 8,04 | 2,00 | 38,30 | 48,37 | 0,36 | 0,84 | 0,03 | 86,10 | 0,29 | 0,84 | 0,05 | 98,64 | 0,33 | 0,97 | 0,06 |
| 9/17 | ИК | II | Арчиньян | 17,12 | 3,67 | 33,00 | 39,14 | 1,24 | 1,12 | 0,09 | 70,47 | 1,51 | 2,06 | 0,15 | 94,78 | 2,35 | 2,67 | 0,20 |

Таблица 10

Химический состав карбонатных конкреционных образований (в %)

| № образца | M. н. о. | R ₂ O ₃ | CO ₂ | CaO | FeO | MgO | MnO | S общ. | S сульфат. | Кальцитовые стяжения | | | | На сумму карбонатов | | | |
|----------------------------|----------|-------------------------------|-----------------|-------|-------|------|------|--------|------------|----------------------|-------------------|-------------------|-------------------|---------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| | | | | | | | | | | CaCO ₃ | FeCO ₃ | MgCO ₃ | MnCO ₃ | CaCO ₃ | FeCO ₃ | MgCO ₃ | MnCO ₃ |
| 6/68 | 55,46 | 1,10 | 18,26 | 22,49 | 0,46 | — | 0,20 | 0,56 | 0,05 | 40,84 | — | — | 0,26 | 99,90 | — | — | 0,10 |
| 4/113A | 54,40 | 6,66 | 15,06 | 18,36 | 1,20 | 2,81 | 0,27 | 0,90 | 0,18 | 32,78 | 0,63 | 0,40 | 0,43 | 95,75 | 1,84 | 1,16 | 1,25 |
| 8/29 | 13,92 | 2,80 | 34,21 | 43,64 | 0,71 | 1,68 | 0,17 | 0,68 | 0,11 | 77,68 | — | — | 0,28 | 99,65 | — | — | 0,35 |
| 8/35 | 10,32 | 2,20 | 38,27 | 47,78 | — | 0,42 | 0,18 | 0,60 | 0,10 | 85,05 | — | 0,88 | 0,29 | 98,64 | — | 1,02 | 0,34 |
| 8/42 | 50,76 | 2,30 | 20,94 | 24,78 | 0,57 | 0,42 | 0,08 | 0,68 | 0,14 | 44,11 | 1,11 | 0,88 | 0,13 | 95,42 | 2,40 | 1,90 | 0,28 |
| 8/54 | 9,66 | 2,10 | 37,53 | 46,02 | 0,61 | 2,54 | 0,06 | 0,98 | 0,08 | 81,92 | 0,49 | 2,68 | 0,10 | 96,16 | 0,57 | 3,14 | 0,13 |
| 9/35 | 14,92 | 8,48 | 30,61 | 36,44 | 4,52 | 1,20 | 0,22 | 1,04 | 0,28 | 64,86 | 3,65 | 1,26 | 0,35 | 92,75 | 5,20 | 1,65 | 0,40 |
| 9/36A | 41,53 | 20,83 | 20,42 | 14,92 | 0,92 | 0,81 | 0,21 | 0,64 | 0,26 | 26,56 | 1,47 | 1,70 | 0,34 | 88,32 | 4,88 | 5,65 | 1,15 |
| Магнесиодеритовые стяжения | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 9/38 | 18,46 | 14,46 | 24,14 | 4,31 | 34,33 | 2,93 | 0,17 | 0,96 | 0,22 | 7,67 | 50,59 | 6,15 | 0,28 | 10,00 | 80,27 | 9,30 | 0,43 |
| 9/40 | 30,26 | 20,15 | 17,44 | 4,26 | 22,48 | 2,25 | 0,20 | 0,77 | 0,22 | 7,58 | 33,25 | 3,60 | 0,32 | 16,94 | 74,31 | 8,04 | 0,71 |

компонентов, здесь присутствуют CaCO_3 (10—17%) и в значительно меньшем количестве — MnCO_3 (0,4—0,7%). К подобному же заключению приводит изучение кривых нагревания (рис. 14), на которых фиксируется эндотермический эффект при 570—580°C и экзоэффект при 610—630°C. Небольшой эндоэффект при 780—790°C отмечает наличие примеси кальцита. Интенсивность этого эндопика, обусловленного ко-

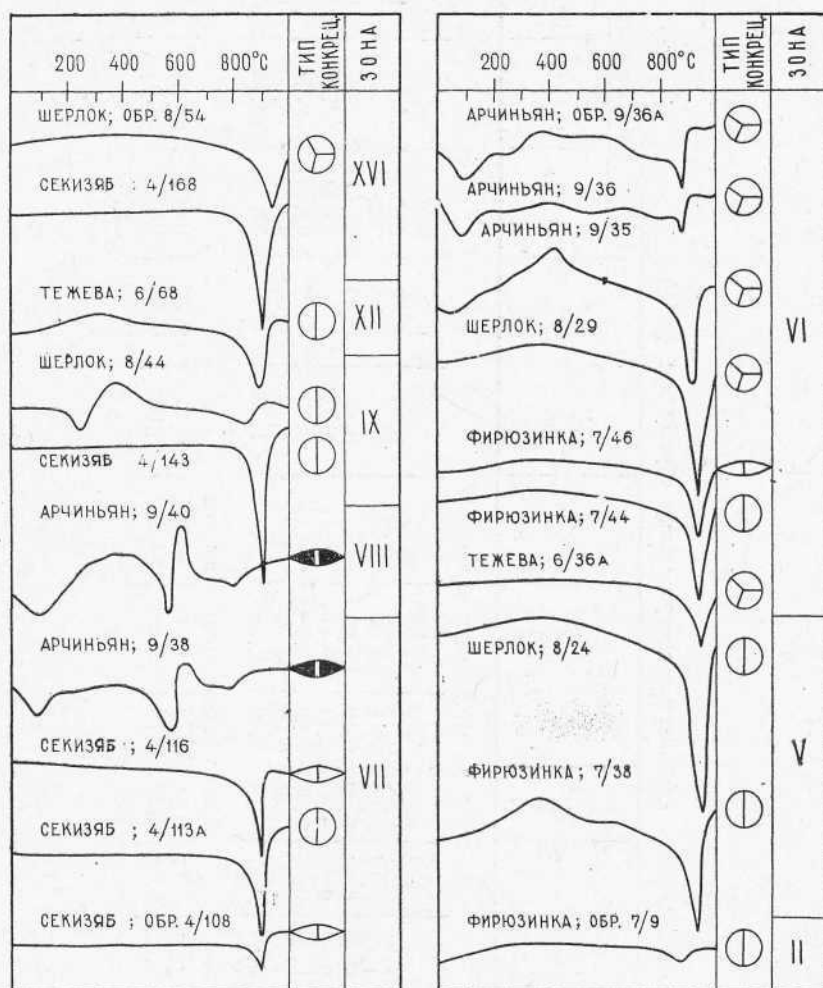


Рис. 14. Дифференциальные термограммы карбонатных конкреционных образований.

Условные обозначения конкреционных образований см. на рис. 10; обозначения зон те же, что на рис. 5.

личеством диссоциирующего кальцита, хорошо согласуется с данными химического анализа. Термограммы осложняются эндоэффектом при 100°C (по-видимому, за счет потери гигроскопической влаги из глинистого нерастворимого остатка) и широким экзоэффектом с максимумом при 400°C, связанным с примесью рассеянного органического вещества. Магнесиодериты в конкреционных образованиях наблюдаются в виде микро- или мелкозернистых кристалликов ромбоэдрической или несколько округлой формы (табл. IV, 4). Почти все они, как правило, затронуты процессами гипергенеза.

В мергелях среднее содержание карбонатов составляет 48%, в известняках — 76%. При этом концентрация карбонатов в нижнеаптских

известковых породах обычно выше, чем в среднеаптских (рис. 13). Карбонаты почти нацело представлены кальцитом. Морфология последнего чрезвычайно разнообразна: им слагаются и афанитовые массы, и кристаллические образования, и оолиты, и органогенные остатки. В мергелях и известняках содержание CaCO_3 в пересчете на сумму карбонатов колеблется от 93 до 98% (табл. 9). Абсолютно «чистый» кальцит обнаружен лишь в Центральном Копетдаге в мергелях зоны *Deshayesites weissii* и полидетритовых известняках зоны *Epicheloniceras subnodosocostatum*. Остальная часть карбонатной составляющей мергелей и известняков складывается FeCO_3 , MgCO_3 и MnCO_3 . Наиболее мало содержание MnCO_3 (от 0,06 до 0,40% от суммы карбонатов).

Кальцитовый состав карбонатной составляющей известковых пород подтверждают и результаты термического анализа. В мергелях отмечается некоторое понижение температуры эндотермического эффекта, что обусловливается, по-видимому, наличием существенной примеси глинистых частиц. В этих же породах заметен широкий экзотермический эффект с максимумом при 350°C, связанный с присутствием органического вещества.

Фосфаты

Минералогия кальциевых фосфатов, приуроченных к осадочным породам и рассматриваемых в данном разделе, до настоящего времени однозначно не выяснена. Это обусловлено несколькими причинами: коллоидальностью или тонкокристаллическостью большинства фосфатов, разнообразием химического состава, наличием изоморфизма ионов.

Наметилось два основных направления. Одни исследователи (Г. И. Бушинский, Н. В. Логвиненко, Г. И. Теодорович, Д. Мак-Коннел в ранних своих работах и др.) признают, что фосфаты кальция относятся к группе апатита, но считают их самостоятельными минералами. Г. И. Бушинский (1962) и Г. И. Теодорович (1958), например, выделяют фтор-apatит (собственно апатит), гидроксилapatит (даллит или подолит), франколит (оптически аморфная его разновидность — коллофан или коллофанит), курскит. Сторонники другого направления (А. В. Казаков, О. Д. Соймонова и Н. Н. Слудская, Д. Мак-Коннел, Дж. Д. Дэна и Э. С. Дэна, Э. Т. Дегенс и др.) отрицают самостоятельность некоторых из перечисленных минералов, в том числе курскита и коллофана. Интересно, что в США количество минералов, выделенных в скрытокристаллических осадочных фосфатах, было еще больше. Д. Мак-Коннел (McConnell, 1950) приводит в своей статье 26 таких минеральных наименований и называет их «дискредитированными». Привлекая методы электронномикроскопического и рентгеноструктурного анализов, указанные исследователи считают, что все «аморфные» кальциевые фосфаты представляют собой разновидности апатита. Предлагается использование для скрытокристаллических фосфатных веществ собирательного термина «коллофан», сравнимого, например, с термином «лимонит». Нам думается, что это направление ближе к истине, хотя и требует дальнейшей разработки.

В изучаемых аптских и альбских отложениях фосфаты представлены двумя модификациями — апатитом и коллофаном. Апатит (фтор-apatит), изредка наблюдающийся в шлифах, является преимущественно аллотигенным акцессорным минералом и выражен полукатаннами зеленоватыми зернами. Применение соляной кислоты, необходимой для разделения минералов исследуемых пород, приводит к разрушению фосфатов. Поэтому говорить о количественном распределении апатита в отложениях не представляется возможным.

Более широко распространен коллофан. Он встречается главным образом в средне- и верхнеальбском подъярусах. Реже коллофан присут-

ствуется в нижнем альбе (зона *Douvilleiceras mammillatum*) и нижнем апте (в базальных конгломератах зоны *Deshayesites deshayesi*). Эти фосфаты приурочены к фосфоритам, разрозненным фосфатным конкрециям, фосфатным псевдоморфозам и песчано-алевритовым породам (в качестве цемента). Коллофан темно-бурый, в шлифе — светло-бурый или бесцветный. Химический состав его приведен в табл. 11.

Таблица 11

Химический состав фосфатов (в %) и характерные для них соотношения отдельных компонентов

| Компоненты и их соотношение | № образца и его характеристика | | |
|-----------------------------|---|--|--|
| | 9/47а фосфоритовая галька из зоны <i>Ap. intermedius</i> , разрез Арчиньян | 8/48 желвак из среднего фосфоритового пласта, разрез Шерлок | 8/52 желвак из верхнего фосфоритового пласта, разрез Шерлок |
| P_2O_5 | 24,44 | 18,03 | 15,09 |
| CaO | 37,22 | 31,30 | 25,88 |
| F | 1,96 | 1,20 | 1,16 |
| Снекарбонатное | 0,45 | 0,39 | 0,69 |
| F : P_2O_5 | 0,08 | 0,07 | 0,07 |
| CaO : P_2O_5 | 1,53 | 1,74 | 1,72 |

Сравнение этих данных с составом сеноманских фосфатных конкреций Западного Копетдага (Атабекян, Лихачева, 1961), желваковых фосфоритов сеномана Днепровско-Донецкой впадины (Бушинский, 1954) и некоторых других районов Русской платформы обнаруживает их большое (но далеко не абсолютное) сходство. Подобные сопоставления как раз и привели отдельных исследователей (В. Н. Червинского, Г. И. Бушинского и др.) к мысли о наличии в фосфоритовых желваках самостоятельного минерала курскита. Отмеченное сходство химического состава коллофанов, несомненно, является чрезвычайно интересным фактом. По-видимому, оно связано с едиными условиями возникновения и концентрирования желваковых фосфоритов на дне древних морей.

Гипергенные новообразования

Изучаемые отложения Копетдага выведены на дневную поверхность, где они подвергаются воздействию гипергенных процессов. Жаркий и сухой климат Туркменистана определяет преимущественное развитие в породах физического выветривания. Одновременно с ним идет химическое выветривание, приводящее к возникновению гипергенных новообразований. Важнейшими из них являются гидроокислы железа, ярозит и гипс. Не исключено, что к таким новообразованиям нужно причислять и часть кальцита, вследствие возможности его перераспределения в породах (Перельман, 1968). Гипергенное происхождение, по-видимому, имеет и часть лейкоксена.

Гидроокислы железа возникают в результате окисления пирита, глауконита и сидерита. Гипергенные гидроокислы железа покрывают поверхность этих минералов, а иногда образуют по некоторым из них псевдоморфозы. Перераспределение гидроокислов железа приводит к пропитыванию ими близлежащих участков породы и образованию ржавых пятен и бурых налетов.

Ярозит, как правило, наблюдается в глинистых породах, лишенных карбонатов. Для минерала характерны порошкообразный вид и ярко-желтая окраска. Возникновение ярозита, по-видимому, связано с окислением сульфидов железа и разрушением глинистых минералов.

Гипс также тяготеет к глинистым отложениям, но содержащим то

или иное количество кальцита. Встречается обычно в виде редких прослоев и линзочек толщиной 0,5—1 см, сложенных поперечно ориентированными удлинёнными кристалликами белого цвета. Уже на глубине в несколько сантиметров эти гипсовые образования выклиниваются. Возникновение их, по-видимому, является следствием окисления сульфидов железа в присутствии CaCO_3 («Методы изучения...», 1957).

Минеральные ассоциации

Минералы осадочных пород могут быть объединены в определённые парагенетические ассоциации. В качестве классификационной основы для подобного объединения наиболее рациональной представляется схема А. В. Копелиовича (1965). Согласно этой схеме различаются седиментогенный и постседиментогенный минеральные комплексы. Комплексы подразделяются на минеральные серии. В седиментогенном комплексе выделяются обломочная, коллоидная, хемогенная, биогенная и пирокластическая серии. Постседиментогенный комплекс распадается на диагенетическую, эпигенетическую (т. е. катагенетическую), метаморфическую и гипергенную серии. В каждой серии намечаются минеральные парагенезисы.

Седиментогенный минеральный комплекс рассматриваемых отложений представлен обломочной, коллоидной или субколлоидной, хемогенной и биогенной сериями.

В обломочную серию входят кварц, ортоклаз, микроклин, альбит, олигоклаз, хлорит, мусковит, биотит, циркон, гранат, турмалин, рутил, сфен, ильменит, магнетит, хромит, обыкновенная и базальтическая роговая обманка, диопсид, энстатит, гиперстен, ставролит, дистен, силлиманит, хлоритонд, эпидот, цоизит, клиноцоизит, анатаз, брукит, барит и акцессорный монацит.

Минералы остальных серий менее многочисленны. К коллоидной или субколлоидной серии относятся гидрослюда, каолинит, хлорит, глауконит, лимонит. Кальцит и коллофан характерны для хемогенной и биогенной серий.

Используемую для палеогеографических реконструкций информацию литолог большей частью получает при изучении минералов обломочной серии седиментогенного комплекса. Состав этой серии и содержание входящих в нее отдельных минералов показывают, что аптские и альбские породы Копетдага характеризуются посредственно-устойчивой ассоциацией обломочных компонентов. Это положение полностью согласуется с представлениями И. А. Конюхова (1968), считающего, что терригенные породы периферии складчатых сооружений представлены обычно олигомиктовыми и аркозовыми разновидностями.

Минералы обломочной серии изучаемых отложений свидетельствуют о том, что основными материнскими породами, размывавшимися в главных питающих областях, были осадочные образования. Там же, по-видимому, присутствовали метаморфические породы, гранитные интрузивы, баритовые гидротермальные жилы. Состав обломочной минеральной серии качественно выдержан как по разрезу, так и по площади. Это относится и к легким, и к тяжелым минералам. Следовательно, аллотигенный материал поступал на территорию Копетдага на протяжении всего апт-альбского времени из одних и тех же областей. Последнее, видимо, было достаточно удалено от рассматриваемой территории, поскольку изменения содержания отдельных минералов по площади незначительны. Исключением является лишь эпидот, содержание которого в породах Восточного Копетдага значительно больше, чем в отложениях центральных районов.

Постседиментогенный комплекс объединяет аутигенные минералы, возникшие при преобразованиях осадков или пород. В рассматриваемых отложениях этот комплекс характеризуется наличием трех минеральных серий — диагенетической, катагенетической и гипергенной.

Морское осадконакопление почти всегда сопровождается переотложением осадков (Рухин, 1961), поэтому проведение строгой границы между седиментогенными и диагенетическими минералами иногда затруднительно. Один и тот же минерал может быть как седиментогенным, так и диагенетическим. К таким «промежуточным» минералам относятся лимонит, глауконит, барит, кальцит и коллофан. Кроме названных минералов, в диагенетическую серию входят пирит, сидерит, опал и халцедон. К этой же серии, возможно, относится и часть глинистых минералов.

Катагенетическая минеральная серия составлена из серицита, хлоритов, лейкоксена, пирита, анатаза, брукита и кальцита.

Гипергенная серия объединяет минералы, возникшие на последнем этапе бытия изучаемых отложений: гидроокислы железа, лейкоксен, кальцит, ярозит и пипс.

Таким образом, несмотря на полистадийное происхождение отдельных минералов (пирита, глауконита, кальцита и др.), их парагенетические ассоциации в рассматриваемых породах обрисовываются достаточно четко. Каждая из выделенных минеральных серий является отражением конкретных палеогеографических условий, результатом длительных и сложных процессов, происходивших на отдельных этапах бытия изученных отложений. Отсюда информативная емкость минеральных ассоциаций. Естественно поэтому, что выяснение генетических взаимоотношений минералов служит одним из важных средств для восстановления условий накопления и постседиментогенного преобразования отложений.

ГЛАВА IV СТРОЕНИЕ АПТ-АЛЬБСКОЙ ТОЛЩИ

Аптский и альбский ярусы центральных и восточных районов Копетдага, как и все крупные геологические тела, характеризуются циклическим строением разреза и фациальной изменчивостью в пространстве. Дробное стратиграфическое расчленение отложений позволяет выявить еще один, вторичный фактор, определяющий современное строение той или иной толщи. Это — древние размывы. Они разрушают и уничтожают отдельные части разреза, нарушая тем самым первичную картину цикличности и фациальной изменчивости.

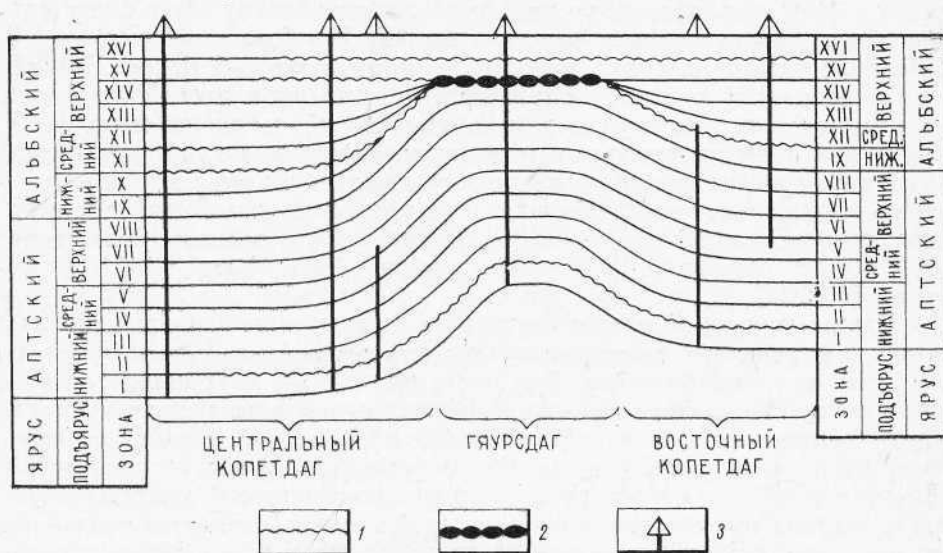


Рис. 15. Принципиальная схема строения аптского и альбского ярусов центральных и восточных районов Копетдага.

1—древние размывы, приведшие к частичному или полному уничтожению отдельных стратиграфических зон; 2—конденсированный фосфоритовый пласт; 3—разрезы. Обозначения зон те же, что на рис.5.

В аптском ярусе проявления крупных размывов не известны. Однако в альбском ярусе они есть. К ним относятся перерывы, наблюдающиеся в основании зоны *Noplites dentatus* в Центральном Копетдаге и в основании нерасчлененных зон *Anahoplites intermedius* и *An. daviesi* среднего альба в Восточном Копетдаге. В западных районах размыв уничтожил лишь верхнюю часть зоны *Douvilleiceras mammillatum* нижнего альба, а в восточных — привел к полному разрушению отложений

этой зоны. Более того, на востоке оказались уничтоженными верхняя часть зоны *Leymeriella tardefurcata* и отложения зоны *Hoplites dentatus* (рис. 15).

Кроме этих крупных размывов, в изучаемой толще зафиксированы и более мелкие, глубина эрозионного вреза которых была сравнительно невелика. В аптском ярусе их проявления приурочены к основанию зоны *Deshayesites deshayesi* и двум нижним зонам верхнего апта. Значительно чаще следы подобных размывов отмечаются в средне- и верхнеальбских отложениях, в таких зонах, как *Hoplites dentatus*, *Pervinqueria inflata* и *Stoliczkaia dispar* (рис. 15).

Из сказанного следует, что степень сохранности разреза аптского и альбского ярусов неодинакова. Наиболее полно сохранены аптские отложения, в то время как первичное строение альбского яруса в значительной степени нарушено.

Цикличность

Цикличность — одна из важнейших особенностей строения осадочных толщ. Количество типов пород обычно невелико, но закономерная перемежаемость их в разрезе делает возможным построение весьма мощных геологических тел (Фролов, 1965). Изучение подобных сочетаний пород — циклотем — помогает решать многие задачи и, в частности, позволяет представить ход древнего осадкообразования на той или иной территории.

Выделяются циклотемы разных порядков: макро-, мезо- и микроциклотемы. Мощность первых из них достигает нескольких сот и более метров, вторых — нескольких десятков метров. Наиболее маломощны образования низшего порядка, которые не превышают 1—2 метров. Причина возникновения циклотем определяется в конечном итоге факторами, вызывавшими периодические изменения условий осадконакопления. К таким факторам прежде всего относятся различные по длительности и амплитуде колебательные тектонические движения, климатические изменения, периодически возникающие донные течения, изменение абсолютных отметок областей сноса и накопления осадка (Вассоевич, 1948, 1951; Марченко, 1967; Наливкин, 1955; Хаин, 1964; Хворова, 1953).

Разрез изучаемой толщи состоит из двух крупных частей, каждая из которых отвечает, по-видимому, трансгрессивно-регрессивному циклу развития древнего бассейна. Эти части разреза — макроциклотемы — охватывают следующие стратиграфические интервалы: первая — отложения нижнего апта и зоны *Epicheloniceras subnodosocostatum* среднего апта, вторая — отложения зоны *Parahoplites melchioris*, верхнеаптский подъярус и весь альбский ярус. Верхняя граница второй макроциклотемы проведена условно; возможно, что этой границей является основание среднего альба. Каждая из выделенных циклотем имеет ряд особенностей, отличающих их друг от друга.

Нижняя граница первой макроциклотемы, с которой начинается терригенная апт-туронская формация Копетдага, стратиграфически непостоянна. В Западном Копетдаге и соседних районах Центрального Копетдага она приурочена к основанию нижнего апта. Далее к юго-востоку наблюдается постепенное смещение ее вверх по разрезу. В юго-восточных районах Центрального Копетдага эта граница проходит в верхней части зоны *Deshayesites weissii*, а в Восточном Копетдаге и Горном Бадхызе — в основании зоны *Deshayesites deshayesi*. Для нижней трансгрессивной части циклотемы свойственны алевролиты, конгломераты, аргиллиты. Максимуму трансгрессии, по-видимому, отвечают алевролиты флишеидного горизонта. В регрессивной части разреза развиты породы, знаменующие новое обмеление бассейна — песчаники, оолитовые и детритовые

известняки. Мощность первой макроциклотемы на северо-западе территории составляет 710 м, а к юго-востоку сокращается до 300 м.

Вышележащая часть рассматриваемой толщи также обнаруживает отчетливое циклическое строение. Зона *Parahoplites melchioris*, как уже отмечалось, слагается массивными песчаниками и алевролитами. Выше по разрезу эти породы сменяются глинистыми алевролитами, а затем и аргиллитами, отвечающими поздне-трангрессивному этапу осадконакопления. Максимум трансгрессии приходится на зону *Huracanthoplites jacobii* верхнего апта. В регрессивной части разреза вновь появляются крупнозернистые алевролиты и песчаники. Наиболее широко они развиты в среднем и верхнем альбе. Здесь же наблюдаются фосфориты, следы размывов и прочие признаки мелководья. Впрочем, как отмечалось, верхние два подъяруса альба могут быть отнесены уже к трангрессивной части новой, третьей макроциклотемы. Мощность второй макроциклотемы в пределах апт-альбской толщи 830—1500 м.

При изучении разрезов нельзя не заметить, что каждая из выделенных макроциклотем распадается на множество более мелких по мощности частей, которые также характеризуются закономерной переменяемостью пород. Эти части разреза, выделяемые как мезоциклотемы, отделяются друг от друга отчетливыми поверхностями наложения и резкой сменой литологических особенностей пород. Они имеют асимметричное строение и обычно состоят из двух элементов, постепенно сменяющих друг друга. В некоторых из них переход от нижнего элемента к верхнему достаточно резок. У нормальных мезоциклотем нижние элементы сложены более крупнозернистыми породами, чем верхние. Однако значительно чаще встречаются «перевернутые» (обращенные) циклотемы, у которых глинистые мелкозернистые породы нижнего элемента сменяются относительно крупнозернистыми образованиями верхних элементов. Мощность нормальных мезоциклотем колеблется от 4 до 30 м, мощность «перевернутых» — от 10 до 80 м. Строение некоторых, наиболее характерных из них, иллюстрируется рис. 16.

В отдельных участках разреза наблюдается цикличность еще более низкого порядка. Особенно отчетливо она выражена в средней флишовой части зоны *Deshayesites deshayesi*. Встречаемые здесь микроциклотемы имеют двучленное строение. Для нижнего элемента свойственны мелкозернистые алевролиты с базальным глинистым цементом, а для верхнего элемента — мелко- и крупнозернистые алевролиты с поровым известково-глинистым или глинисто-известковым цементом. На кровле пластов известковистых алевролитов наблюдаются многочисленные следы ползания червей, мелкие (0,5—1 см) окатыши карбонатно-глинистого материала, перекрестные или субпараллельные знаки ряби. Переход от нижнего элемента к верхнему резкий. По толщине элементы приблизительно одинаковые; иногда такое соотношение нарушается за счет увеличения объема нижнего или верхнего элемента. Мощность этих микроциклотем варьирует от 0,2 до 1,1 м.

В других интервалах разреза подобные образования редки. Они обнаружены в Гяурсдаге, в зонах *Deshayesites weissii* и *Epicheloniceras subnodosocostatum*, а в остальных районах — в зонах *Acanthohoplites prodromus*, *Ac. polani* (ущелье Тежева) и *Leymeriella tardefurcata* (долина р. Секиязь). В Гяурсдаге микроциклотемы нижней зоны апта характеризуются переслаиванием мергелей (М2) и глинистых известняков (ИА), а в зоне *Epicheloniceras subnodosocostatum* — чередованием известняков (ИД, ИО) и известковистых мелкозернистых алевролитов (А4). Мощность таких сочетаний пород колеблется от 0,1 до 1,5 м. В микроциклотемах верхнего апта и нижнего альба Центрального Копетдага резко преобладают нижние элементы, сложенные глинистыми мелкозернистыми алевролитами (А2, А4), аргиллитами (Г1) или хлидоли-

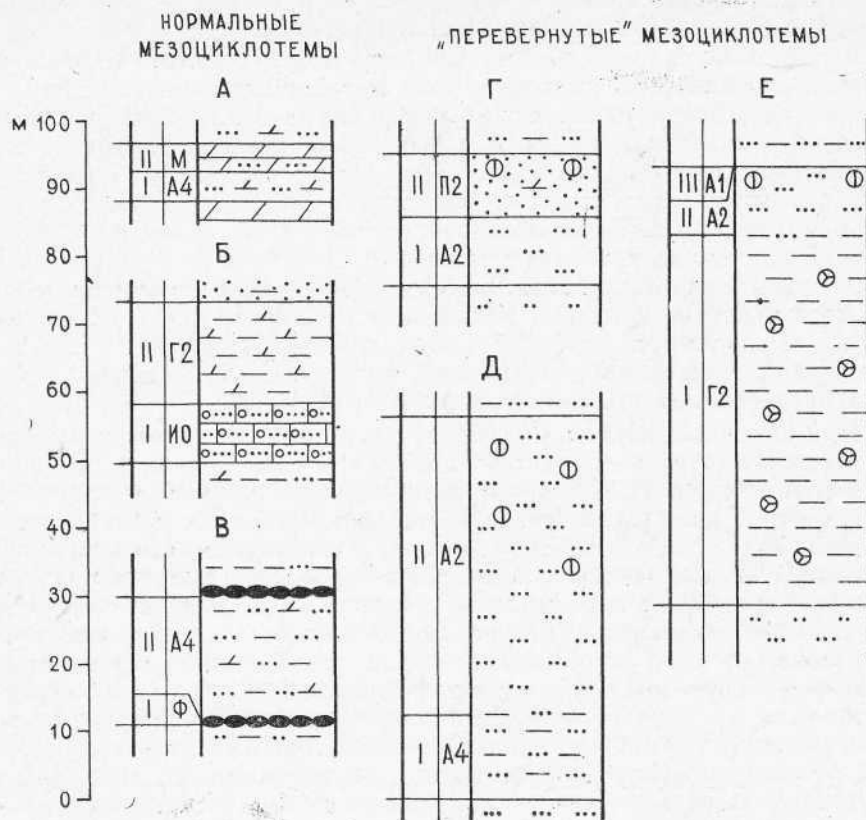


Рис. 16. Схема строения характерных мезоциклотем.

А — разрез Секизяб, зона *Deshayesites weissii*; Б — разрез Фирузинка, зона *Dufrenoyia furcata*; В — разрез Шерлок, зоны *Hoplites dentatus* — *Pervinquieria inflata*; Г — разрез Тежева, зона *Hurasanthoplites jacobii*; Д — разрез Фирузинка, зона *Parahoplites melchioris*; Е — разрез Шерлок, зона *Hurasanthoplites jacobii*.
Условные обозначения те же, что на рис. 2.

тами (X2). Верхние их элементы представлены тонкослоистыми или листоватыми известковистыми алевролитами с редкими следами ползания червей, механоглифами и знаками ряби. Мощность этих циклотем 0,4 — 1,5 м.

Таким образом, рассматриваемая толща характеризуется сложным циклическим строением. Выделенные макроциклотемы отражают два крупных этапа в геологической истории региона, обусловленные длительными колебательными движениями, проявившимися как в Копетдагской геосинклинали, так и в соседних районах Туранской плиты. Вторая особенность толщи — преимущественное развитие асимметричных «перевернутых» мезо- и микроциклотем. Нормально построенные циклотемы встречаются значительно реже и приурочены главным образом к регрессивным частям разреза. Представляется наиболее вероятным, что это есть следствие преобладания в аптском и альбском веках режима интенсивного погружения территории, периодически сменявшегося ее воздыманием или ослабленным опусканием. Вопрос о влиянии палеотектонических движений на строение изучаемой толщи, а следовательно, и на ход древнего осадконакопления, рассматривается нами в следующей главе.

Фациальная изменчивость

Ранее выполненные исследования выявили, что аптские и альбские образования Копетдага характеризуются в общем увеличением глинистости разреза в направлении с северо-запада на юго-восток (Огнев, 1937; Луппов, 1938; Калугин, 1946; Резанов, 1956; Ташлиев, 1966). Литолого-фациальные карты, построенные для аптского и альбского ярусов Копетдага (рис. 17), подтверж-

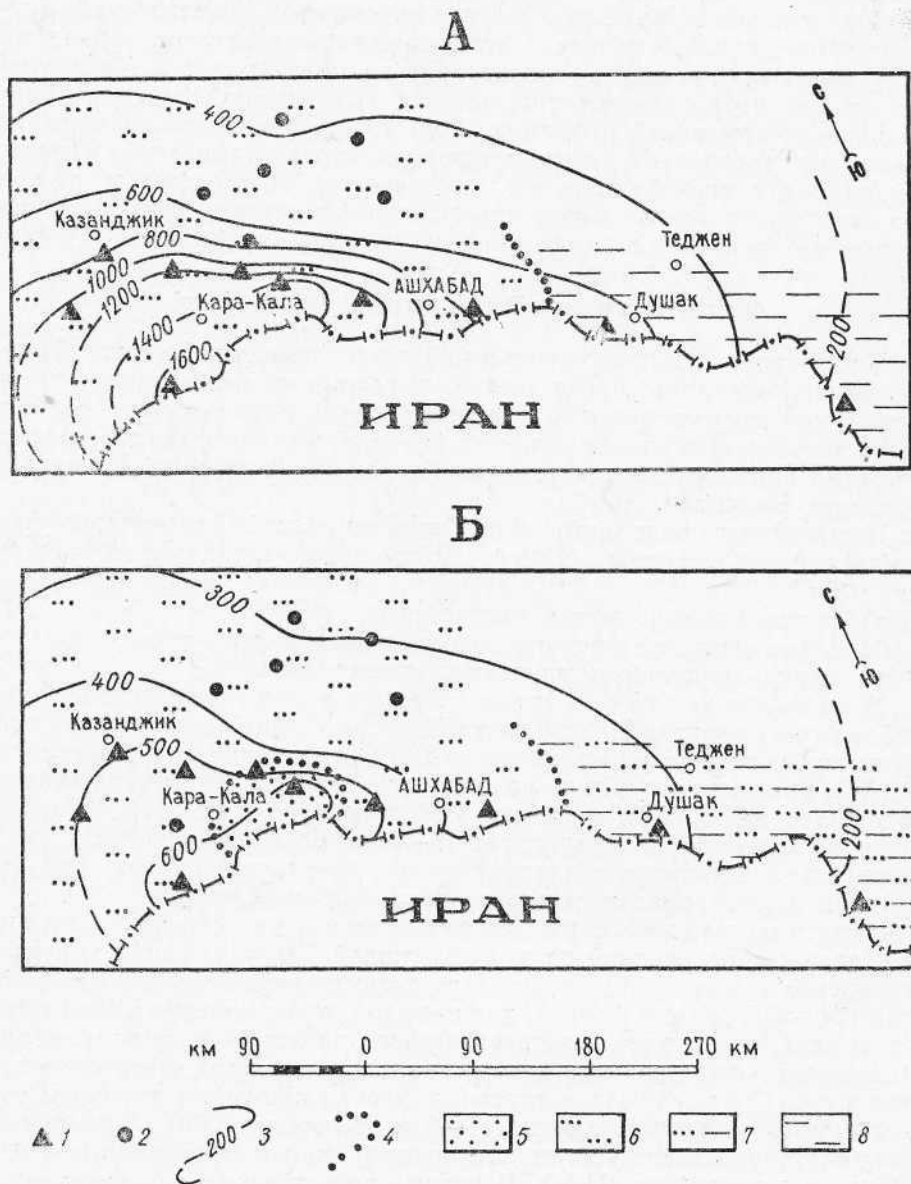


Рис. 17. Схематические карты фаций и мощностей аптских (А) и альбских (Б) отложений Копетдага (по М. Ш. Ташлиеву и А. И. Скубу, 1969, с дополнениями). 1—разрез по обнажениям; 2—разрез по скважине; 3—изопахиты достоверные и вероятные; 4—границы фаций; 5—фация преимущественно песчаников; 6—фация алевролитов; 7—фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов; 8—фация аргиллитов.

дают наличие подобной фациальной изменчивости отложений и показывают неодинаковую выраженность ее в отдельных ярусах. Наиболее отчетливо она проявляется в апте. В западных и центральных

районах Копетдага аптский ярус представлен фацией преимущественно алевроитовых отложений, а в восточных — глинистой фацией. Для альбского яруса свойственно появление в зоне сочленения Западного и Центрального Копетдага преимущественно песчаных отложений. Они обрамляются фацией алевролитов, которая сменяется глинисто-алевролитовой фацией, развитой в Восточном Копетдаге и Горном Бадхызе.

Итак, на территории центральных и восточных районов Копетдага наблюдается закономерная региональная фациальная изменчивость апт-альбской толщи, выражающаяся в постепенном увеличении к юго-востоку содержания в разрезе мелкоалевритово-глинистых образований и сокращении объема крупноалевритово-песчаных пород. Такая особенность рассматриваемой толщи названа нами главной фациальной изменчивостью отложений (Ташлиев, Скуб, 1969). Фациальные замещения в отдельных горизонтах, соответствующих стратиграфическим зонам, совпадают с главной фациальной изменчивостью или отступают от нее. Учет этого факта представляет определенный интерес и дает дополнительный материал для палеогеографических реконструкций.

Фаии зоны *Deshayesites weissii*

На северо-западе рассматриваемой территории, в районе ущ. Тежева, нижняя зона апта представлена известковистыми алевролитами. Далее к югу и юго-востоку содержание алевроитовых пород в разрезе быстро уменьшается за счет развития мергелей и глинистых известняков, полностью доминирующих в районах Гяурсдага, Восточного Копетдага и Горного Бадхыза¹.

Из сказанного видно, что зона *Deshayesites weissii* характеризуется тремя фациями, сменяющими друг друга с северо-запада на юго-восток (рис. 18):

- а) фация известковистых алевролитов;
- б) фация мергелей с подчиненными слоями алевролитов;
- в) фация мергелей и глинистых известняков.

Фация известковистых алевролитов распространена на крайнем северо-западе Центрального Копетдага. Она почти нацело сложена голубовато-серыми известковистыми мелкозернистыми алевролитами (А4), по внешнему облику похожими на мергели. Кроме них присутствуют алевролиты (А2), песчаники (ПЗ) и известняки (ИА, ИК, ИБ). Содержание кальцита в алевролитах 15—22%. Часто встречается пирит. Фаунистические остатки сравнительно многочисленны и разнообразны. Они представлены раковинами аммонитов, гастропод, устриц.

Фация мергелей с подчиненными слоями алевролитов является переходной от вышеописанной фации к фации мергелей и глинистых известняков. Несмотря на существенное преобладание мергелей (74—92% объема фации), для нее характерно наличие алевроитового вещества, спорадически встречающегося по всему разрезу. Алевролит наблюдается в виде примеси в мергелях или же составляет известковистые алевролиты (А2 и А4). Алевроитовый материал приурочен к основаниям мезоциклотом, мощность которых 4—8 м. В породах обнаружен пирит. Много остатков мелких устриц, как правило, сконцентрированных в мало мощных известняках (ИБ1). В них же присутствуют раковины угнетенных брахиопод (ринхонеллиды и др.). Из прочих фаунистических остатков интересны редкие раковины аммонитов, панцири морских ежей, членики криноидей.

¹ Материалы по разрезу ущ. Ипайдере заимствованы из рукописных работ В. Л. Либровича, Н. П. Лушова, В. Б. Сапожникова, Е. А. Сиротиной, С. З. Товбиной и Э. Я. Яхнина, данные по Горному Бадхызу — из работ С. Х. Урмановой (1961, 1964).

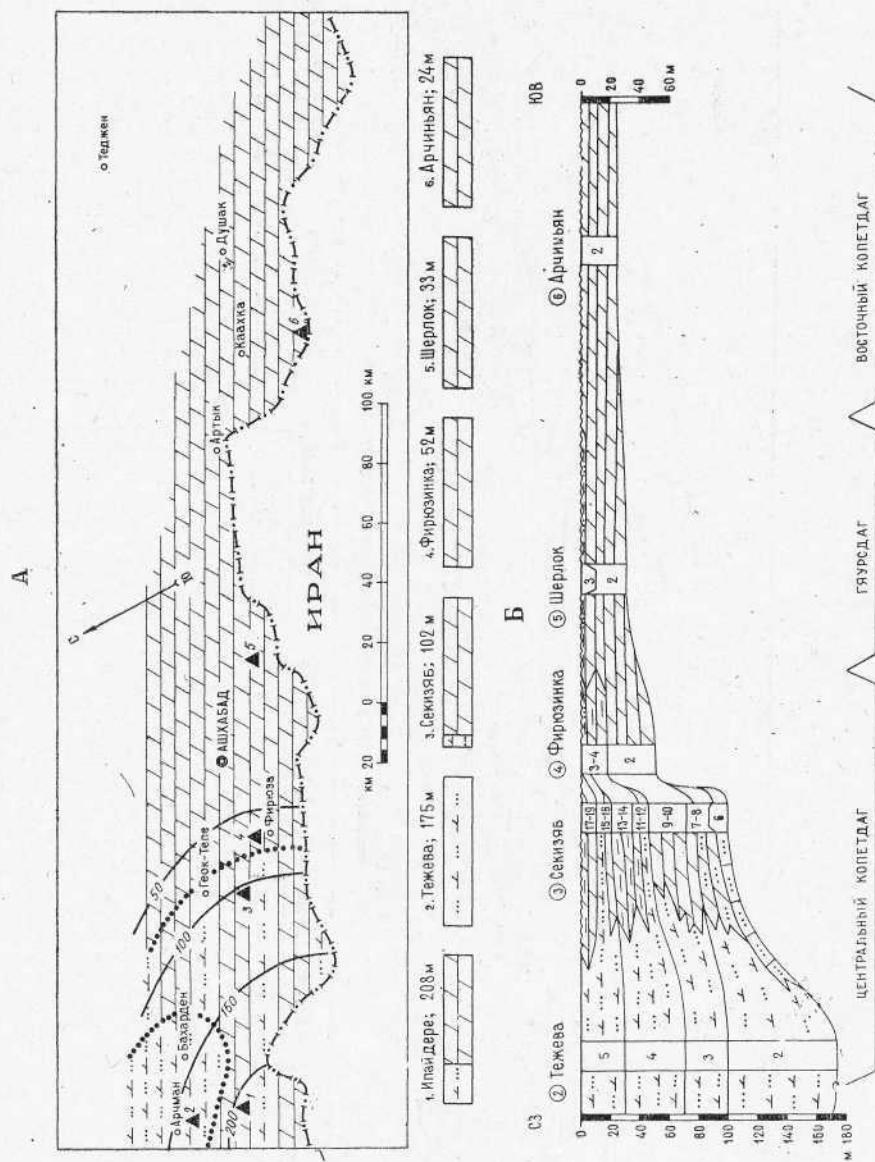
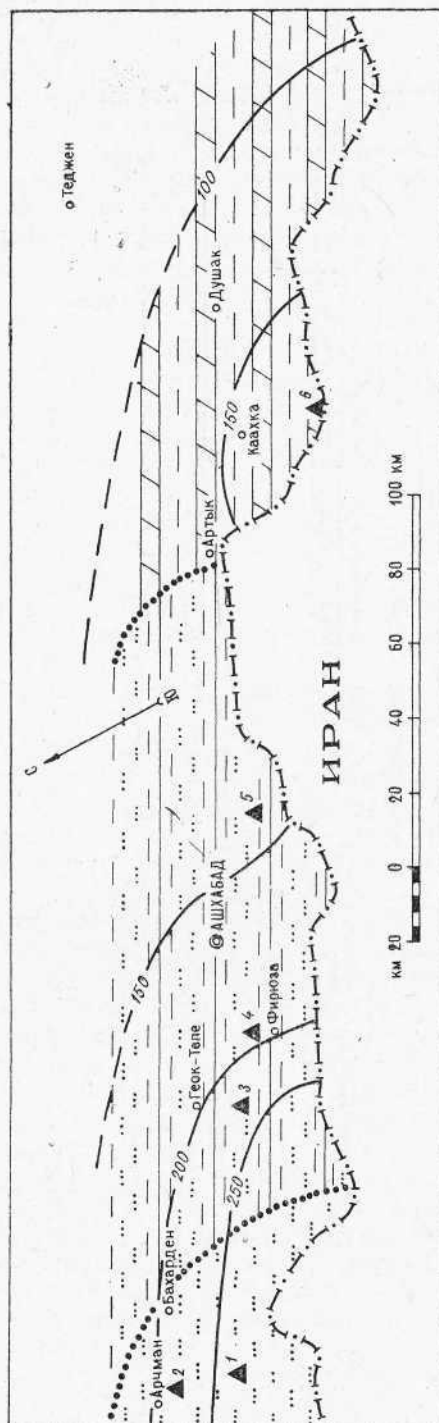


Рис. 18. Схема строения зоны *Deshayesites weissii* в центральных и восточных районах Копетдага. А — карта фаций и мощностей, соотношение основных типов пород в разрезах; Б — литолого-фациальный разрез. Условные обозначения те же, что на рис. 2 и 17.

А



| | | | | | |
|---------------------|------------------|-------------------|---------------------|------------------|--------------------|
| 1. Инай-дере; 272 м | 2. Тежева; 228 м | 3. Секизяб; 247 м | 4. Фирюзинка; 161 м | 5. Шерлок; 140 м | 6. Арчиньян; 162 м |
| ... | ... | ... | ... | ... | ... |

Фация мергелей и глинистых известняков зоны *Deshayesites weissii* занимает наибольшую площадь, простираясь с северо-запада на юго-восток более чем 300 км. Фация почти полностью сложена мергелями и глинистыми известняками. В западной ее части, на территории Центрального Копетдага и Гяурсдага в самых верхах разреза присутствуют известковистые мелкозернистые алевролиты и алевролитистые аргиллиты (A2, A4, Г1). Однако содержание их невелико, не более 2—3%. В породах отмечается пирит, иногда в виде выветрелых бобовин. Фауна сравнительно малочисленна и представлена остатками двустворок, устриц, брахиопод, гастропод, аммонитов, морских ежей, орбитолин и мшанок.

Фации зоны *Deshayesites deshayesi*

Фациальная изменчивость второй зоны аптского яруса проявляется в преобладании на северо-западе территории алевролитов и постепенной смене их к юго-востоку глинистыми и глинисто-известковыми отложениями. Выделяются три фации (рис. 19):

- а) фация алевролитов;
- б) фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов;
- в) фация мергелей.

Фация алевролитов развита на западе Центрального Копетдага. Она сложена темно-серыми и зеленовато-серыми алевролитами (A2, A4). Алевролиты выражены как мелкозернистыми, так и крупнозернистыми разновидностями. Первые свойственны нижней и верхней частям зоны, вторые — средней части. Наиболее характерные текстуры — горизонтальная слоистость и тонкая, умеренно-тонкая и средняя слоистость. Конкреционные образования редки. В отдельных горизонтах встречаются железистые конкреции диаметром до 2—3 см. Фаунистические остатки сравнительно малочисленны. Это — раковины средних и крупных устриц, остатки *Pinna* и других двустворок. Наблюдаются ходы червей-иллоедов.

Фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов распространена на большей восточной части Центрального Копетдага и в Гяурсдаге. Основной объем фации занимают мелкозернистые алевролиты (A1, A2, A4). Меньше развиты аргиллиты, обычно представленные мелкоалевролитистыми разновидностями. Аргиллиты, как правило, приурочены к нижней и верхней частям зоны, а алевролиты — к средней. Средняя часть разреза примечательна флишеидным обликом и наличием микроциклотем. Встречаются однородные по внутреннему строению, реже септариевые кальцитовые конкреции. По сравнению с западной в рассматриваемой фации фаунистические остатки более многочисленны. Распределение последних в разрезе неравномерное. Чаще они встречаются в нижней и в верхней частях зоны, в базальных конгломератах и горизонтах известняков (ИБ1, ИБ2). Среди них присутствуют остатки устриц, аммонитов, орбитолин, морских ежей, гастропод и двустворок (*Pinna*, *Thetironia*, *Plicatula*, *Panope*, *Modiola*, *Sphaera*). В средней части разреза наблюдаются следы ползания червей, очень редкие раковины или отпечатки аммонитов, ядра двустворок.

Фация мергелей развита в Восточном Копетдаге. По строению нижней части разреза рассматриваемая фация подобна фации мелкозернистых алевролитов и аргиллитов: в основании зоны наблюдаются зеленовато-серые аргиллиты (Г1), сменяющиеся выше сравнительно маломощными алевролитами (A2, A4) и известковистыми аргиллитами. Над этими породами залегают почти однородные голубовато-серые мергели, резко преобладающие по мощности над породами нижней части разреза (приблизительно в два раза). Встречающиеся в отложениях однородные конкреции приурочены к нижней части зоны, к аргиллитам.

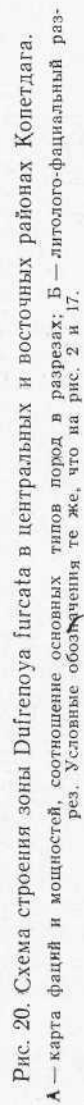


Рис. 20. Схема строения зоны *Dufrenoya furcata* в центральных и восточных районах Колетада.

Фация алевролитов и песчаников наблюдается на западе рассматриваемой территории, в зоне сочленения Западного и Центрального Копетдага. Фация характеризуется резким преобладанием в разрезе крупнозернистых (до 50% и более) и мелкозернистых (20—30%) алевролитов. Существенный объем составляют песчаники. Мергелей, детритовых и оолитовых известняков мало, не более 15% объема фации. Слоистость пород горизонтальная, отчетливая, тонкая, умеренно тонкая и средняя. В отдельных горизонтах встречаются текстуры взмучивания. Изредка наблюдаются ходы червей-иллоедов. Из остатков фауны присутствуют раковины и ядра крупных двустворок (*Exogyra*, *Chlamys*, *Grammatodon*, *Gervillia*, *Panope*, *Lima*, *Cardita*).

Фация мелкозернистых алевролитов, мергелей и известняков занимает территорию Гяурсдага и юго-восточной части Центрального Копетдага. Для фации характерно широкое развитие мелкозернистых алевролитов, которые составляют 35—75% от общего объема пород. Мергели слагают 2—23% разреза, оолитовые известняки — 2—28%, детритовые известняки — 0—21%. В Гяурсдаге появляются аргиллиты, однако содержание их невелико. Текстура пород горизонтально-слоистая или слоеватая, реже (обычно в оолитовых известняках) — косослойчатая. Конкреционные образования редки. Из фаунистических остатков наиболее примечательны створки устриц, которые образуют пластообразные скопления или разрозненно встречаются в терригенных и известковых породах. Из прочих форм много двустворок *Trigonia*, *Quadratortrigonia*, *Linotrigonia*, *Gervillia*, *Amphidonta*, *Lima*, *Chlamys*, *Plicatula*, *Pinna*, *Cucullaea*. Органогенный детрит представлен обломками криноидей, мшанок, двустворок, брахиопод, гастропод, иголок морских ежей.

Фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов развита в Восточном Копетдаге. Характерно преобладание аргиллитов (Г1, Г2), слагающих около 60% объема фации. Из остальных пород развиты мелкозернистые алевролиты (30%) и оолитовые известняки (10%). Встречаются небольшие однородные кальцитовые конкреции или конкреционные линзы. Из остатков фауны наблюдаются толстораковинные крупные формы: *Exogyra*, *Linotrigonia*, *Astarte*, *Leptomaria*. Попадаются раковины аммонитов.

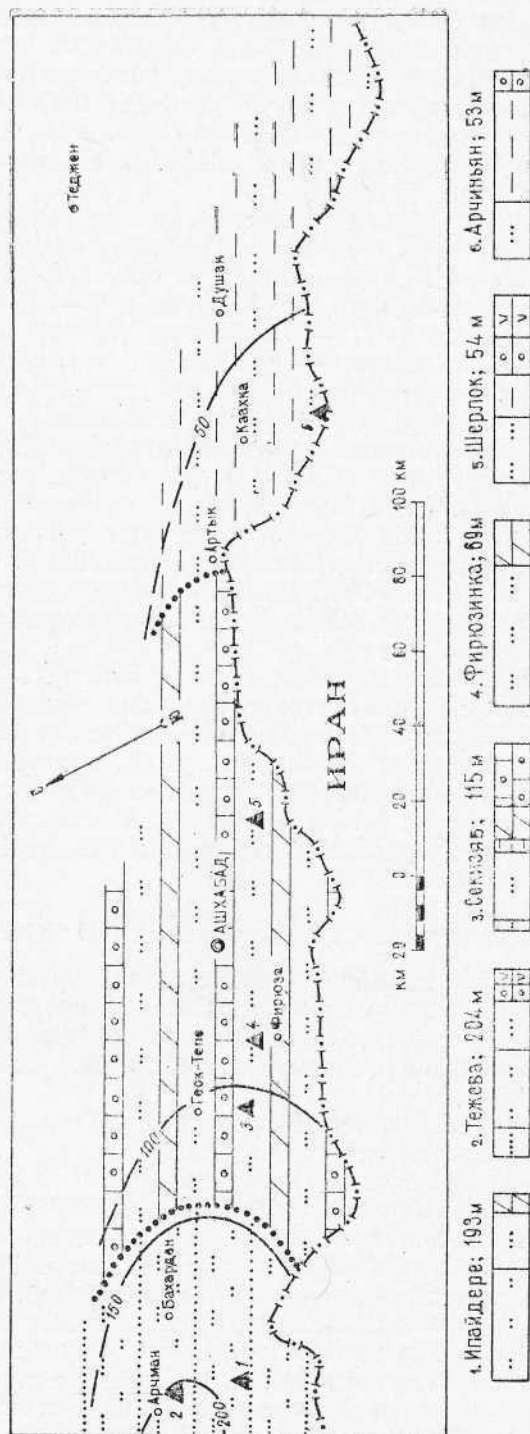
Фации зоны *Parahoplites melchioris*

Зона *Parahoplites melchioris*, начинающая вторую макроциклстему апт-альбской толщи, почти нацело сложена алевролитами. На северо-западе территории широко развиты крупноалевритовые отложения, на юго-востоке — мелкоалевритовые. Соответственно этому выделяются две фации (рис. 22):

- а) фация крупнозернистых алевролитов;
- б) фация мелкозернистых алевролитов.

Фация крупнозернистых алевролитов наблюдается на большей северо-западной части Центрального Копетдага, включая район Скобелевской синклинали. Для фации свойственно наличие крупнозернистых алевролитов (А2, А4) и крупноалевритистых хлидолитов (Х1). Здесь же присутствуют песчаники и мелкозернистые алевролиты. Текстуры пород горизонтально-слоистые и слоеватые. Сравнительно отчетливо выражена мезоцикличность разреза. Фаунистические остатки распределены по площади неравномерно. На северо-западе в отложениях фации обнаружены лишь немногочисленные двустворки и редкие ходы червей-иллоедов. Значительно богаче фаунистические остатки представлены в отложениях Скобелевской синклинали, где найдены многочисленные аммониты (*Parahoplites*, *Acanthohoplites*) и двустворки (*Grammatodon*, *Ptychomya*, *Gervillia*, *Chlamys*, *Exogyra*, *Neithea*, *Nucu-*

А



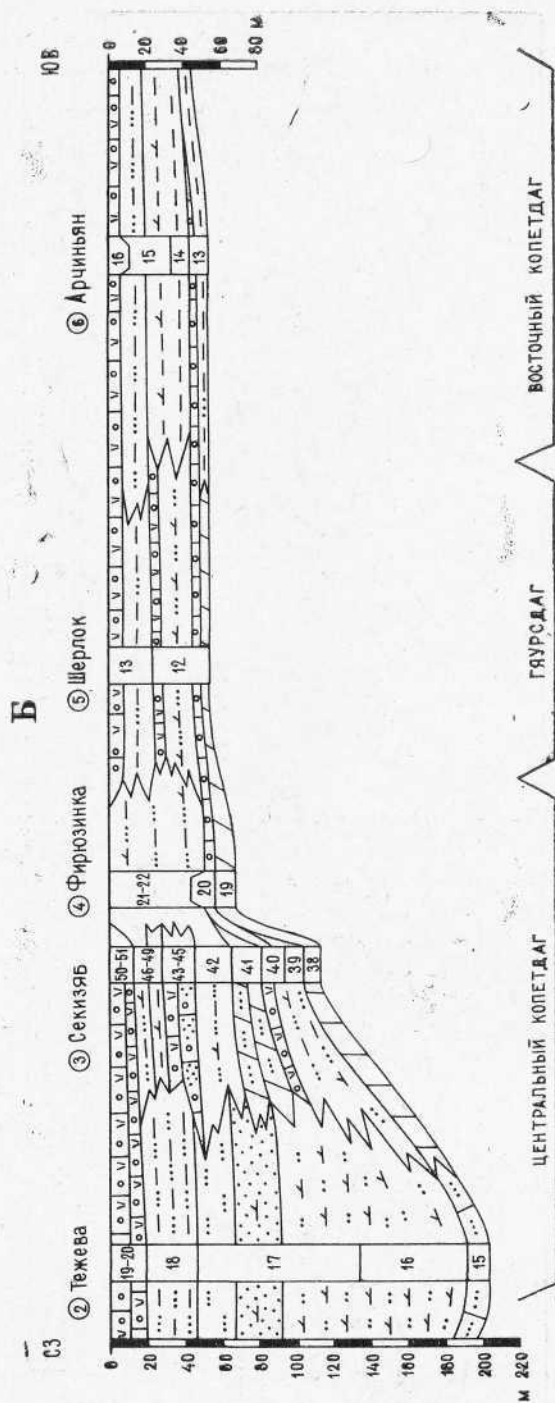
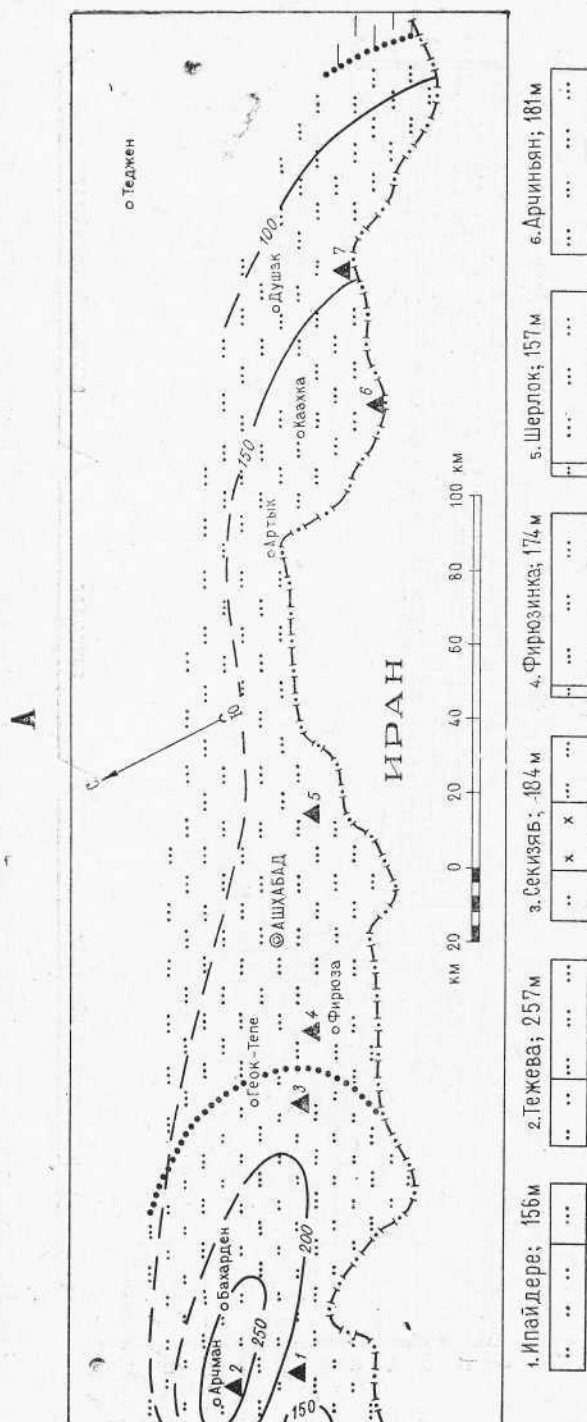


Рис. 21. Схема строения зоны *Ericheloniceras subnodosostatum* в центральных и восточных районах Копетдага. А—карта фаций и мощностей, соотношение основных типов пород в разрезах; Б—литолого-фациальный разрез. Условные обозначения те же, что на рис. 2 и 17.



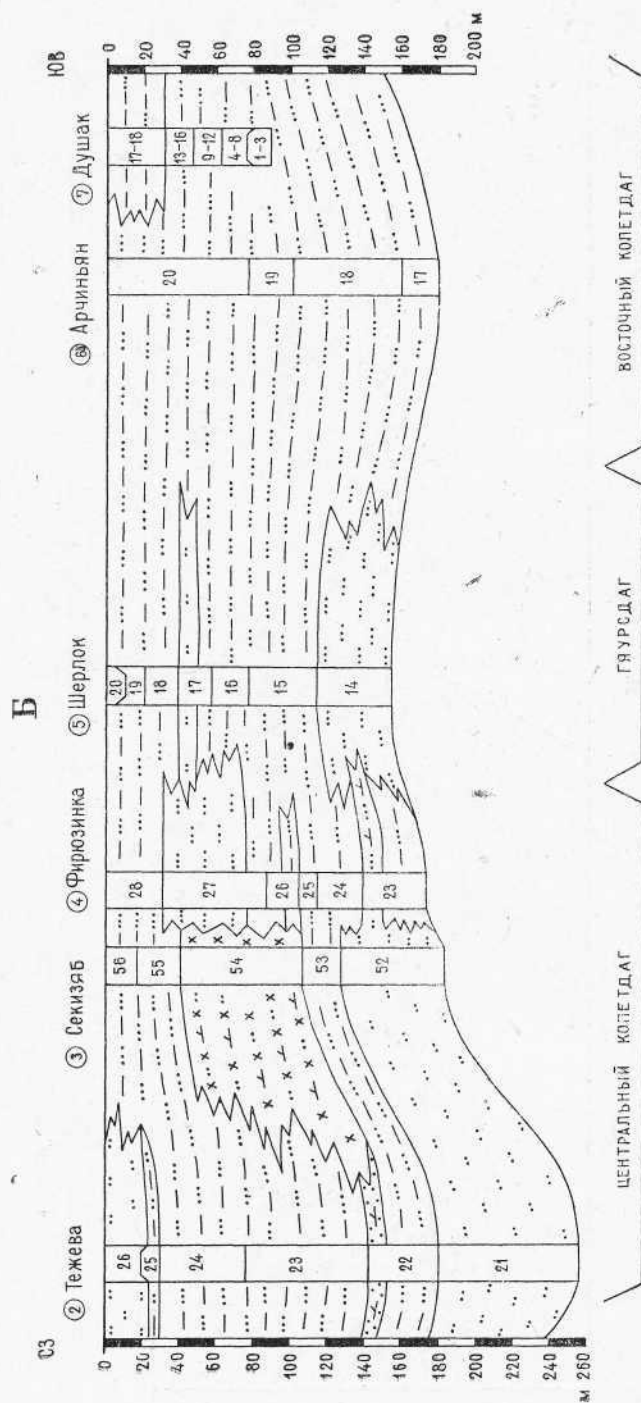
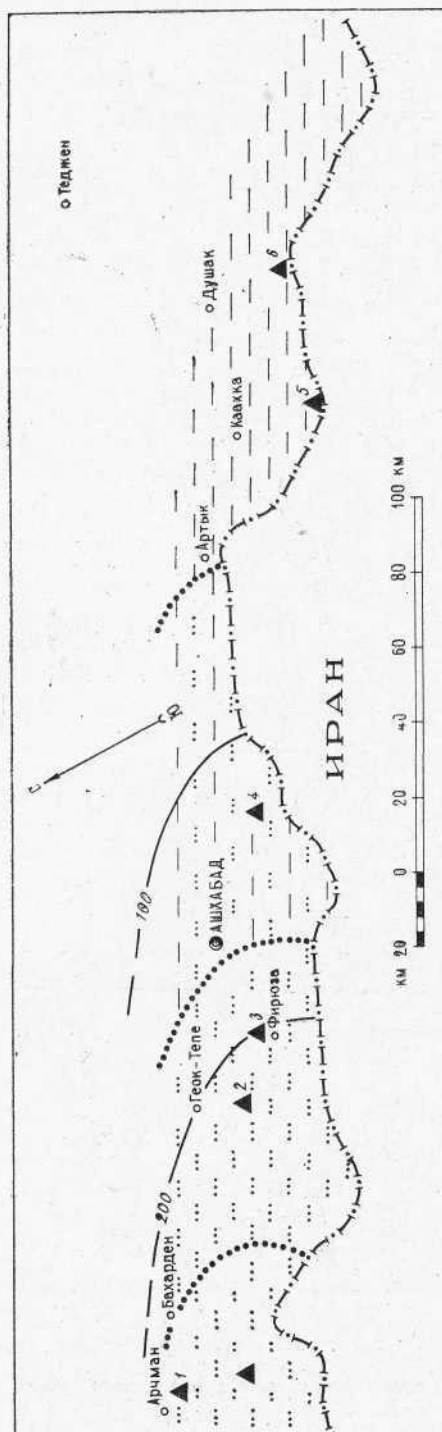


Рис. 22. Схема строения зоны *Parahoplites melchioris* в центральных и восточных районах Копетдага.

А — карта фаций и мощностей, соотношение основных типов пород в разрезах; Б — литолого-фациальный разрез. Условные обозначения те же, что на рис. 2 и 17.

А



| | | | | |
|------------------|-------------------|------------------|-------------------|----------------|
| 4. Тежева; 219 м | 2. Секизяб; 236 м | 4. Шерлок; 104 м | 5. Арчиньян; 78 м | 6. Душак; 80 м |
| ... | ... | ... | ... | ... |

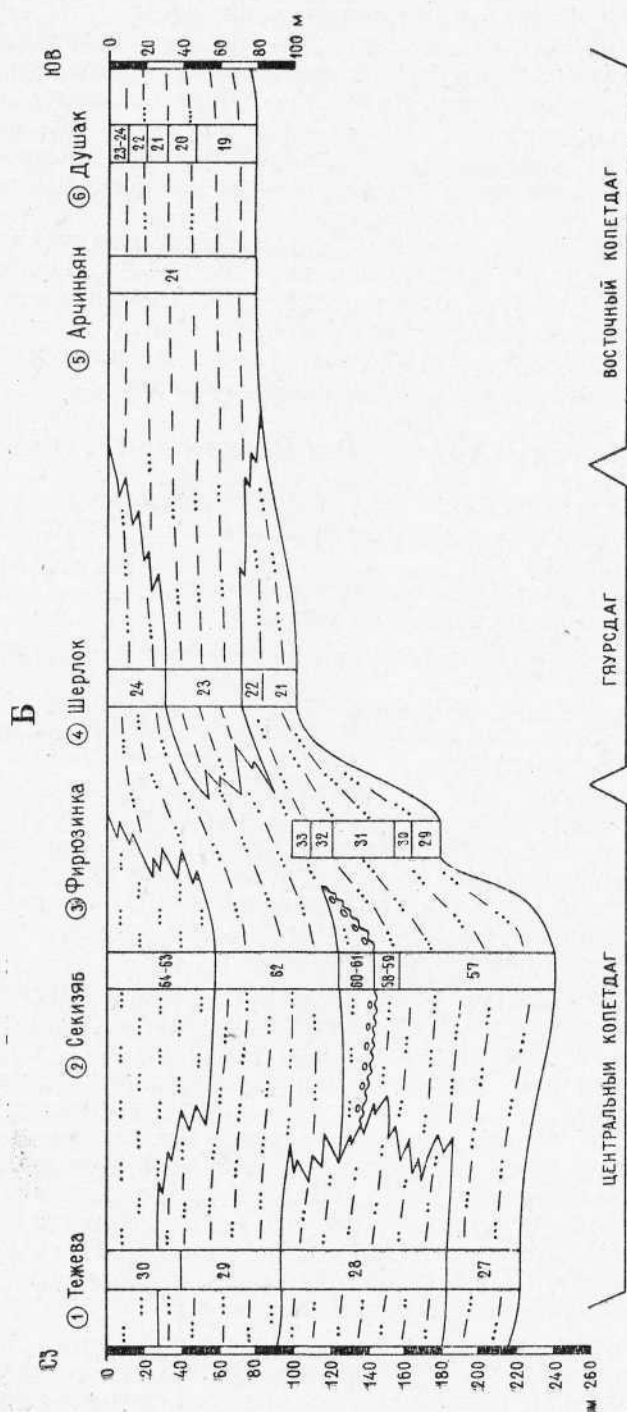


Рис. 23. Схема строения зоны *Acanthoiorlites prodromus* в центральных и восточных районах Копетдага. А — карта фаций и мощностей, соотношение основных типов пород в разрезах; Б — литолого-фациальный разрез. Условные обозначения те же, что на рис. 2 и 17.

1а). Здесь же встречены ядра брахиопод, детрит криноидей, мшанок, фораминифер, обломки панцирей морских ежей.

Фация мелкозернистых алевролитов занимает обширную территорию юго-восточной части Центрального Копетдага, Гяурсдага и Восточного Копетдага. Мелкозернистые алевролиты представлены типами (A1, A2, A4) и составляют 92—100% от общей мощности отложений. Содержание крупнозернистых алевролитов не превышает 4—7%. Мезоцикличное строение разреза более или менее отчетливо проявляется в северо-западной части фации, тогда как к юго-востоку оно постепенно затухивается. Для пород характерна обогащенность мелкими и крупными углистыми частицами, особенно по поверхностям напластования; иногда наблюдаются небольшие (до 2—3 см) обломки окаменевшей древесины. Фаунистические остатки многочисленны и разнообразны. Аммониты выражены следующими родами — *Parahoplites*, *Acanthohoplites*, *Colombiceras*, *Diadochoceras*. Из двустворок развита *Pterotrigonia*, *Linotrigonia*, *Aucellina*, *Grammatodon*, *Thetironia*, *Panope*, *Septifer*, *Gervillia*, *Pecten*, *Chlamys*, *Pholadomya*, *Exogyra*. Встречаются панцири морских ежей, остатки криноидей, ходы червей-илоедов.

Фации зоны *Acanthohoplites prodromus*

Нижняя зона верхнего апта характеризуется отчетливой сменой с северо-запада на юго-восток алевролитовых отложений глинистыми. Выделяются четыре фации (рис. 23):

- а) фация крупно-и мелкозернистых алевролитов;
- б) фация мелкозернистых алевролитов;
- в) фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов;
- г) фация аргиллитов.

Фация крупно-и мелкозернистых алевролитов занимает северо-западную часть Центрального Копетдага и район его сочленения с Западным Копетдагом. Для фации свойственны мелкозернистые (A4) и крупнозернистые (A2) алевролиты. Мелкозернистые алевролиты занимают несколько больший объем, чем крупнозернистые, и приурочены к нижним элементам мезоциклотем. В этих породах встречаются известковые конкреционные прослои с фунтиковкой текстурой, а также концентрические и септариевые кальцитовые конкреции. На поверхностях напластования алевролитов (A2) наблюдаются следы ползания червей, ясно выраженные знаки ряби и механоглифы.

Фация мелкозернистых алевролитов распространена в юго-восточных районах Центрального Копетдага. Мелкозернистые алевролиты представлены типами (A2, A3, A4). В нижних элементах мезоциклотем алевролиты (A2) характеризуются тонкой слоистостью, а в верхних — умеренно тонкой и средней. Изредка встречаются маломощные (0,4—1,1 м) пласты сильно известковистых алевролитов с многочисленными створками устриц и ядрами титероний. В породах заключены кальцитовые конкреционные прослои, однородные и слоистые конкреции. Много фаунистических остатков. Это — аммониты (*Acanthohoplites*, *Diadochoceras*), двустворки (*Exogyra*, *Pterotrigonia*, *Linotrigonia*, *Panope*, *Lima*, *Thetironia*, *Chlamys*, *Gervillia*, *Pinna*, *Grammatodon*, *Pholadomya*, *Inoceramus*, *Cucullaea*, *Septifer*) и гастроподы.

Фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов наблюдается на территории Гяурсдага. Аргиллиты составляют около 40% от общего объема отложений, а мелкозернистые алевролиты — 60%. Алевролиты выражены типами (A4) и (A2) с тонкой горизонтальной слоистостью. Аргиллиты характеризуются наличием мелкоалевритовой примеси. Встречаются септариевые и однородные известковые конкреции, а также редкие конкреционные прослои с разрозненными створ-

ками устриц. Как указывает В. А. Орехов (1965), в породах присутствуют остатки аммонитов (*Acanthohoplites*, *Diadochoceras*, *Epicheloniceras*) и двустворок (*Plicatula*, *Trigonia*, *Aucellina*, *Thetironia*, *Exogyra*).

Фация аргиллитов развита в Восточном Копетдаге. В долине р. Арчиньян фауна представлена аргиллитами (Г2), в которых заключены септариевые кальцитовые конкреции. Здесь же встречаются кальцитовые конкреционные пласты (0,3—0,5 м) или конкреционные линзы с фунтиковой текстурой. Далее к юго-востоку, в долине р. Душак в породах вновь появляется примесь алевроитового материала — отдельные горизонты сложены мелкоалевритистыми аргиллитами (Г1). Среди встреченных здесь фаунистических остатков наблюдаются аммониты, брахиоподы, редкие обломки белемнитов рода *Neohibolites*, двустворки (*Exogyra*, *Linotrigonia*, *Quadratotrigenia*).

Фации зоны *Acanthohoplites nolani*

Литологические особенности этих отложений позволяют выделить три фации, сменяющие друг друга в направлении с северо-запада на юго-восток (рис. 24):

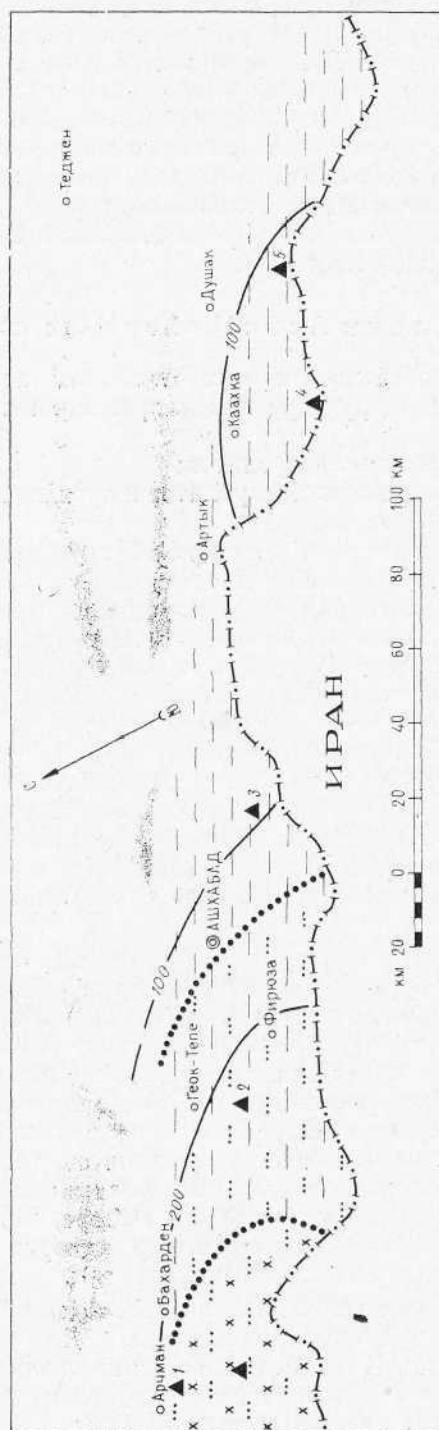
- а) фация хлидолитов и алевролитов;
- б) фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов;
- в) фация аргиллитов.

Фация хлидолитов и алевролитов приурочена к северо-западным районам Центрального Копетдага. Преобладающими типами пород являются хлидолиты (Х2) и мелкозернистые алевролиты (А2), составляющие в сумме около 80% от общего объема фации. Для пород характерны горизонтальная слоистость и тонкая или умеренно-тонкая слоистость. Изредка встречаются знаки ряби течений. Ряби асимметричная, $l = 10—12$ см, $h = 0,1—1$ см, азимут простираания СЗ—ЮВ, падение крутых склонов на СВ. Отмечаются следы размыва, выраженные в наличии прослоев (мощность 5—7 см) конгломератов с неровной подошвенной поверхностью. Следует полагать, что возникновение этих конгломератов также было обусловлено донными течениями. Фауна представлена остатками аммонитов (*Acanthohoplites*, *Hypacanthoplites*, *Pictetia*) и двустворок (*Grammatodon*, *Panope*, *Thetironia*, *Aucellina*, *Lima*, *Exogyra*).

Фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов расположена на территории юго-восточных районов Центрального Копетдага. Мелкозернистые алевролиты (А2, А4) и аргиллиты (Г1, Г2) составляют около 85% от общего объема пород; из прочих осадочных образований более или менее развиты крупнозернистые алевролиты (до 15%). Все встреченные карбонатные конкреционные включения являются кальцитовыми. Наблюдаются редкие следы размыва. Из фаунистических остатков интересны окаменелости аммонитов, брахиопод и двустворок. Последние выражены следующими родами: *Exogyra*, *Thetironia*, *Pterotrigonia*, *Linotrigonia*, *Grammatodon*, *Panope*, *Lima*, *Chlamys*, *Pholadomya*, *Aucellina*, *Nucula*. Характерно, что створки устриц образуют скопления, приуроченные к отдельным горизонтам.

Фация аргиллитов зоны *Acanthohoplites nolani* находится на территории Гяурсдага и Восточного Копетдага. Для нее характерно доминирование аргиллитов (Г1, Г2). В породах наблюдаются многочисленные кальцитовые и более редкие магнезидеритовые конкреционные образования. Цикличность разреза выражена слабо и улавливается обычно по появлению в породах алевроитовой примеси. Остатки фауны распределены по площади неравномерно. Более богаты ими разрезы Гяурсдага и долины р. Душак, тогда как в районе р. Арчиньян они почти совсем отсутствуют. Фаунистические окаменелости представлены, главным

А



| | | | | |
|------------------|-------------------|-----------------|-------------------|-----------------|
| 1. Тежева; 207 м | 2. Секизян; 230 м | 3. Шерлок; 96 м | 4. Ариньян; 107 м | 5. Душак; 107 м |
| ... | ... | ... | ... | ... |

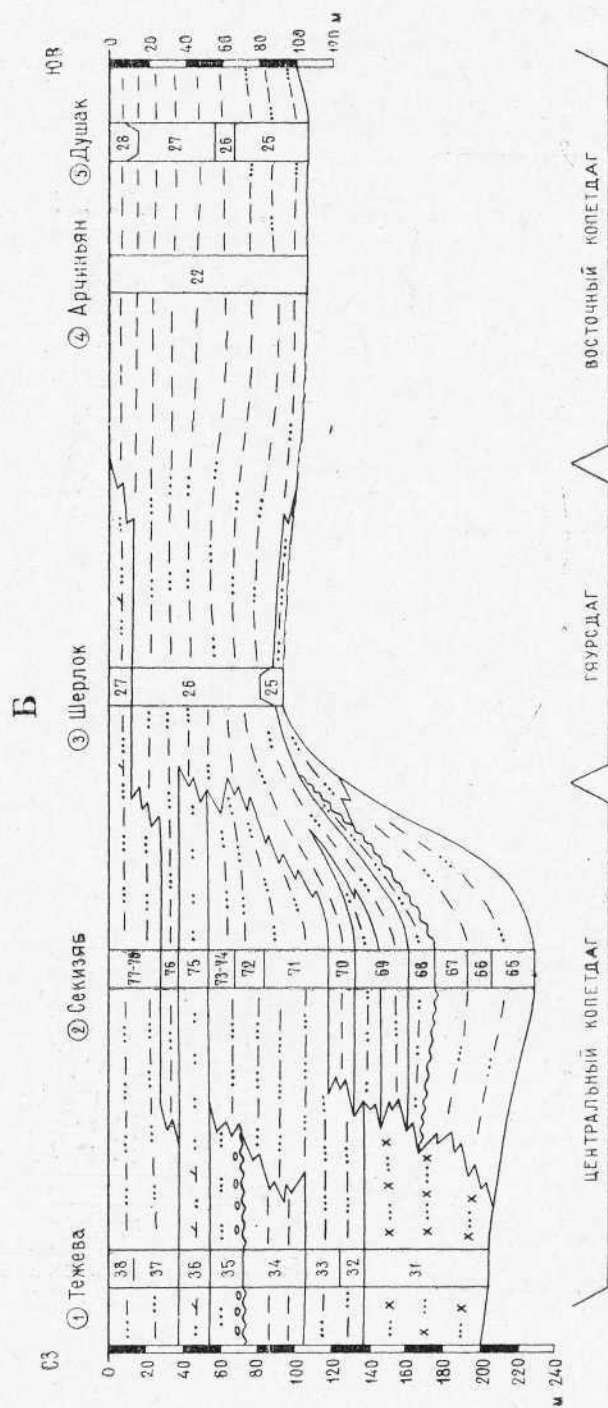


Рис. 24. Схема строения зоны *Acanthophriles polani* в центральных и восточных районах Копетдага. А — карта фаций и мощностей, соотношение основных типов пород в разрезах; Б — литолого-фациальный разрез. Условные обозначения те же, что на рис. 2 и 17.



Рис. 25. Схема строения зоны *Nurassanthoripites jacobii* в центральных и восточных районах Колетада.

А — карта фаций и мощностей, соотношение основных типов пород в разрезе; Б — литолого-фациальный разрез. Условные обозначения те же, что на рис. 2 и 17.

образом, аммонитами и двустворками (*Exogyra*, *Linotrigonia*, *Grammatodon* и др).

Фа́ции зо́ны *Hypocanthoplites jacobii*

Последняя зона верхнего апта распадается на три крупные фации, которые сменяют друг друга с северо-запада на юго-восток (рис. 25):

- а) фация крупнозернистых алевролитов;
- б) фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов;
- в) фация аргиллитов.

Фация крупнозернистых алевролитов наблюдается в районе сочленения Западного и Центрального Копетдага и, по-видимому, частично захватывает юго-западные районы последнего. Судя по работам Е. А. Сиротиной, С. З. Товбиной и Э. Я. Яхнина, в ущ. Ипайдере фация почти нацело сложена крупнозернистыми алевролитами.

Фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов развита в юго-восточных районах Центрального Копетдага. Преобладающими типами пород являются мелкозернистые алевролиты (A2) и (A4). Из прочих пород развиты аргиллиты (Г2), составляющие 19—24% от объема фации и приуроченные, как правило, к нижней части зоны. Кроме того, встречаются слои песчаников (П2 или П3) мощностью около 10 м, на долю которых приходится 7—10% от общего объема пород. В песчаниках заключены редкие железистые бобовины. Карбонатные конкреционные образования выражены кальцитовыми разновидностями. В перечисленных породах и конкрециях попадаются растительные отпечатки, ходы червей-иллоедов, а также остатки аммонитов и двустворок. Последние характеризуются следующими родами: *Pinna*, *Rapora*, *Aucellina*, *Thetironia*, *Grammatodon*, *Neithea*, *Pholadomya*.

Фация аргиллитов присутствует на территории Гяурсдага и Восточного Копетдага. Для нее характерно резкое преобладание аргиллитов (65—96% от общего объема пород). Так же как и в соседней северо-западной фации, в низах зоны аргиллиты представлены в основном типом (Г2), тогда как выше появляются породы типа (Г1). Кроме них, присутствуют глинистые мелкозернистые алевролиты (A4), реже — крупнозернистые алевролиты (A1). Характерно, что алевролиты наблюдаются в основном в районе Гяурсдага и приурочены к верхним элементам мезоциклотем. Далее к юго-востоку отложения становятся все более и более однородными. Карбонатные конкреционные включения выражены как кальцитовыми, так и магнезидеритовыми образованиями. Последние свойственны лишь для Восточного Копетдага. Из фаунистических остатков встречаются окаменелости аммонитов и двустворок (*Aucellina*, *Trigonia*, *Thetironia*, *Grammatodon*, *Nucula*).

Фа́ции зо́ны *Leymeriella tardefurcata*

Зона *Leymeriella tardefurcata*, начинающая альбский ярус, характеризуется наличием четырех фаций, две из которых являются приблизительно сходными по составу (рис. 26):

- а) западная фация аргиллитов и мелкозернистых алевролитов;
- б) фация мелкозернистых алевролитов;
- в) фация аргиллитов;
- г) восточная фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов.

Западная фация аргиллитов и мелкозернистых алевролитов приурочена к району сочленения Западного и Центрального Копетдага, к Арчман-Нухурскому тектоническому узлу. Для нее свойственно существенное преобладание аргиллитов (до 72% от общего объема пород), тяготеющих к основанию зоны. Аргиллиты мелко-

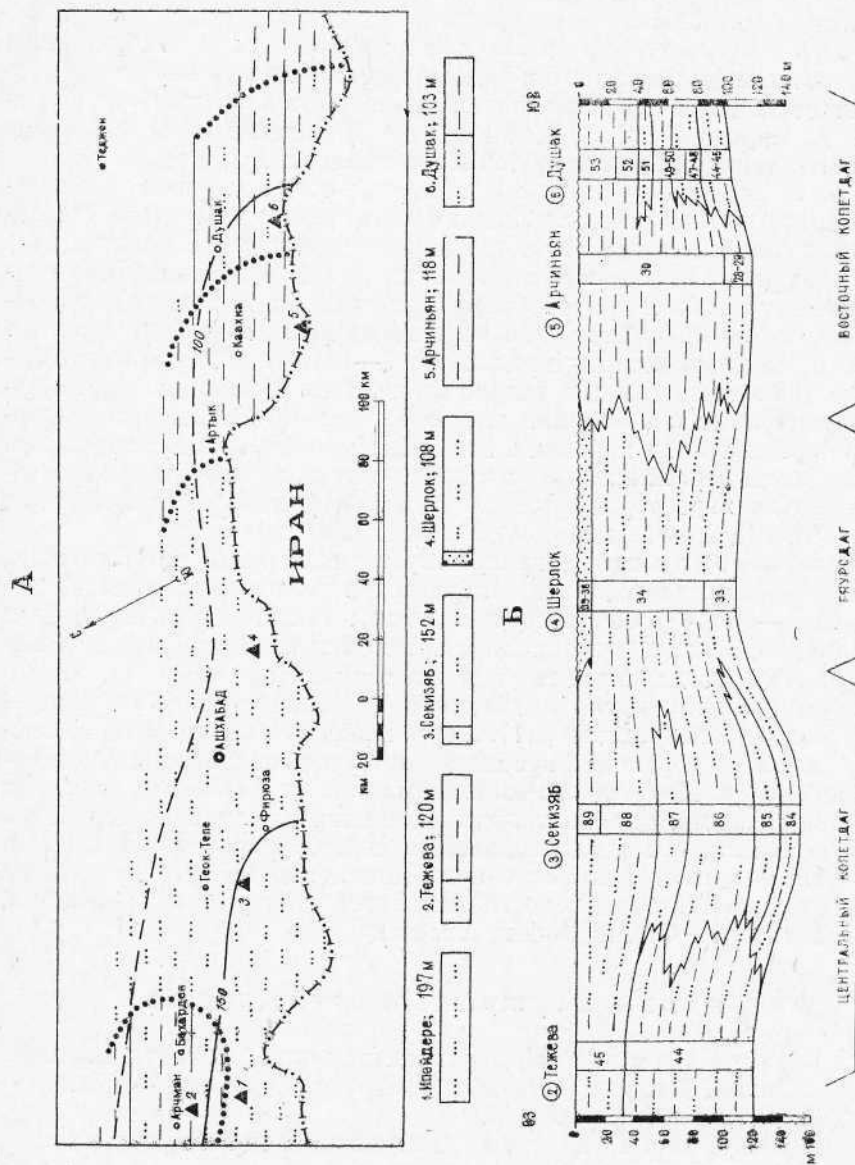


Рис. 26. Схема строения зоны *Leugetiella tardifurcata* в центральных и восточных районах Копетдага. А—карта фаций и мощностей, соотношение основных типов пород в разрезах; Б—литолого-фациальный разрез. Условные обозначения те же, что на рис. 2 и 17.

алевритистые, заключающие единичные кальцитовые конкреционные прослои с фунтиковой текстурой. Мелкозернистые алевролиты (A2) наблюдаются в верхней части зоны. Здесь же присутствуют однородные кальцитовые конкреции. Остатки фауны не обнаружены.

Фация мелкозернистых алевролитов по сравнению с остальными занимает наибольшую площадь и располагается на территории Гяурсдага и почти всего Центрального Копетдага. Она наблюдается и в районе Арвазской синклинали. Преобладающими типами пород являются мелкозернистые алевролиты (A1, A2, A4), составляющие около 90% от общего объема пород. Кроме них, присутствуют крупнозернистые алевролиты (A2, A4) и песчаники (П2). Карбонатные конкреционные образования представлены кальцитовыми разновидностями. Отдельные участки разреза имеют микроциклическое строение. Из остатков фауны обнаружены только представители аммонитов (*Leymeriella*, *Nuracanthoplites*, *Beudanticeras*).

Фация аргиллитов развита в северо-западных районах Восточного Копетдага. Фация почти нацело сложена аргиллитами, выраженными обоими типами. Породы заключают септариевые и однородные кальцитовые конкреции. Здесь же находится магниосидеритовый конкреционный прослой мощностью 0,2 м. Фаунистические остатки малочисленны; найдены только аммониты.

Восточная фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов располагается в средней части Восточного Копетдага. Поскольку в Горном Бадхызе зона *Leymeriella tardefurcata* сложена однородными аргиллитами (Урманова, 1961), можно предполагать, что к юго-востоку рассматриваемые отложения вновь замещаются глинистой фацией. Характерной особенностью восточной фации мелкозернистых алевролитов и аргиллитов является наличие в ее нижней части мелкозернистых алевролитов (A1, A2, A4). Здесь же присутствуют крупнозернистые алевролиты (A2), однако занимаемый ими объем невелик, не более 5%. Карбонатные конкреционные образования выражены как кальцитовыми, так и магниосидеритовыми разновидностями. Кроме остатков аммонитов в породах и конкреционных включениях встречаются окаменелости двустворок (*Nucula*, *Grammatodon*).

Фаии зоны *Douvilleiceras mammillatum*

Отложения этого возраста присутствуют лишь в Центральном Копетдаге и характеризуются наличием двух фаций (рис. 27):

- а) фация аргиллитов и алевролитов;
- б) фация мелкозернистых алевролитов.

Фация аргиллитов и алевролитов наблюдается в северо-западных районах Центрального Копетдага. Ее особенностью является преобладание в основании зоны аргиллитов (Г1), сменяющихся выше по разрезу мелкозернистыми (A1) и крупнозернистыми (A2) алевролитами. Характерен коллоидальный фосфат, входящий в состав цемента алевролитов (A2). Из фаунистических остатков найдены окаменелости аммонитов и двустворок (*Grammatodon* и др.).

Фация мелкозернистых алевролитов расположена на территории средней части Центрального Копетдага. Алевролиты представлены типами (A2) и (A4). Встречаются однородные кальцитовые конкреции, заключающие остатки аммонитов и многочисленные ядра гастропод.

Далее к юго-востоку, на замыкании Скобелевской синклинали, зона *Douvilleiceras mammillatum* отсутствует («Путеводитель экскурсии...», 1966). То же самое наблюдается и на юго-восточном окончании Центрального Копетдага и в Восточном Копетдаге. Отложения этого возраста

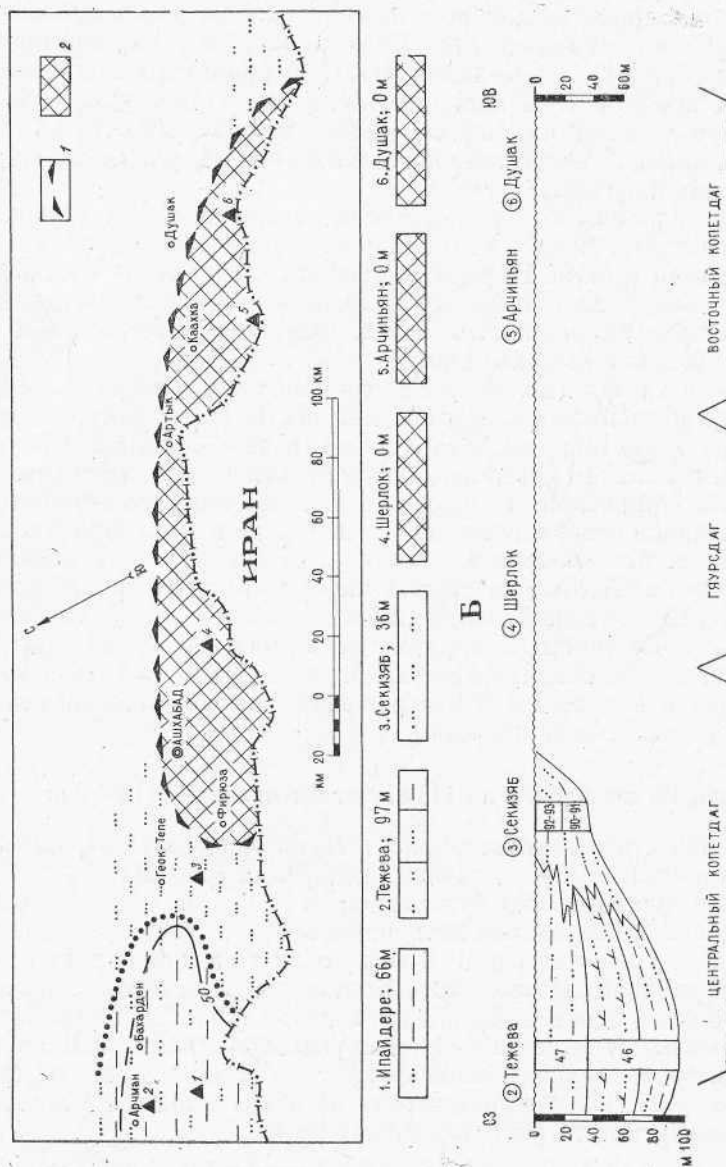


Рис. 27. Схема строения зоны *Douvileiceras mammillatum* в центральных и восточных районах Колетдига. А — карта фаций и мощностей, соотношение основных типов пород в разрезе; Б — литолого-фациальный разрез. Условные обозначения: 1—предположительная граница района, где отложения уничтожены размытием; 2—отложения полностью размыты. Остальные обозначения см. на рис. 2 и 17.

ста вновь появляются в разрезах Горного Бадхыза, где они сложены мелко- и крупнозернистыми алевролитами мощностью 76—93 м (Урманова, 1964). Отсутствие зоны Douvilleiceras mammillatum на такой обширной площади, по всей видимости, объясняется последующим размывом, происшедшим в какой-то отрезок времени «Hoplites dentatus». Этот размыв затронул и часть отложений северо-западных разрезов Центрального Копетдага, что привело к уничтожению верхнего грубозернистого элемента последней «перевернутой» мезоциклотемы.

Фа́ции зоны *Hoplites dentatus*

Зона *Hoplites dentatus* наблюдается только на территории Центрального Копетдага и в Гяурсдаге. Изменчивость отложений по площади позволяет выделить три фации (рис. 28):

- а) фация хлидолитов;
- б) фация песчаников;
- в) фация фосфоритов.

Фа́ция хлидолитов развита на северо-западе Центрального Копетдага. Слагающие ее породы — сильно алевроитистые хлидолиты (Х1). Из аутигенных минералов примечательны глауконит и коллофан. В нижней части зоны в хлидолитах отмечаются многочисленные мелкие фосфоритовые гальки и гравий. Присутствуют два горизонта мощностью 0,2—0,3 м с небольшими створками устриц и многочисленными ядрами двустворок. Кроме этих фаунистических остатков, встречаются раковины аммонитов.

Фа́ция песчаников занимает всю остальную территорию Центрального Копетдага. В основании фации всегда обнаруживаются следы размыва: бугристая поверхность подошвы, мелкая фосфоритовая галька, средняя известняковая галька, обломки органогенных остатков. Слагающие фацию песчаники представлены типом (П2). Попадают редкие однородные известковые конкреции, в которых заключены остатки аммонитов, двустворок.

Фа́ция фосфоритов приурочена к Гяурсдагу. Относящиеся к ней отложения входят в нижний фосфоритовый пласт, залегающий на нижележащих отложениях с размывом.

На территории Восточного Копетдага зона *Hoplites dentatus* отсутствует, что, по-видимому, является следствием последующего размыва. Эти отложения вновь появляются в разрезе только в Горном Бадхызе, где они выражены песчаниками и аргиллитами мощностью 19—22 м (Урманова, 1964).

Фа́ции зон *Anahoplites intermedius* и *An. daviesi*

Эти отложения развиты на всей рассматриваемой территории. Они характеризуются наличием следующих пяти фаций (рис. 29):

- а) фация аргиллитов, алевролитов и песчаников;
- б) фация песчаников;
- в) фация фосфоритов;
- г) фация хлидолитов и алевролитов;
- д) фация мелкозернистых алевролитов.

Фа́ция аргиллитов, алевролитов и песчаников развита на северо-западе Центрального Копетдага, в районе Арчман-Нухурского тектонического узла. В основании фации прослеживаются следы перемыва. Основной объем (около 60%) занимают песчаники (П2, П3). В известковистых песчаниках (П3) часто наблюдается текстура взмучивания. Аргиллиты, представленные типом (Г1), и крупнозернистые алевролиты (А2) приурочены к нижним элементам мезоциклотем, Карбонат-

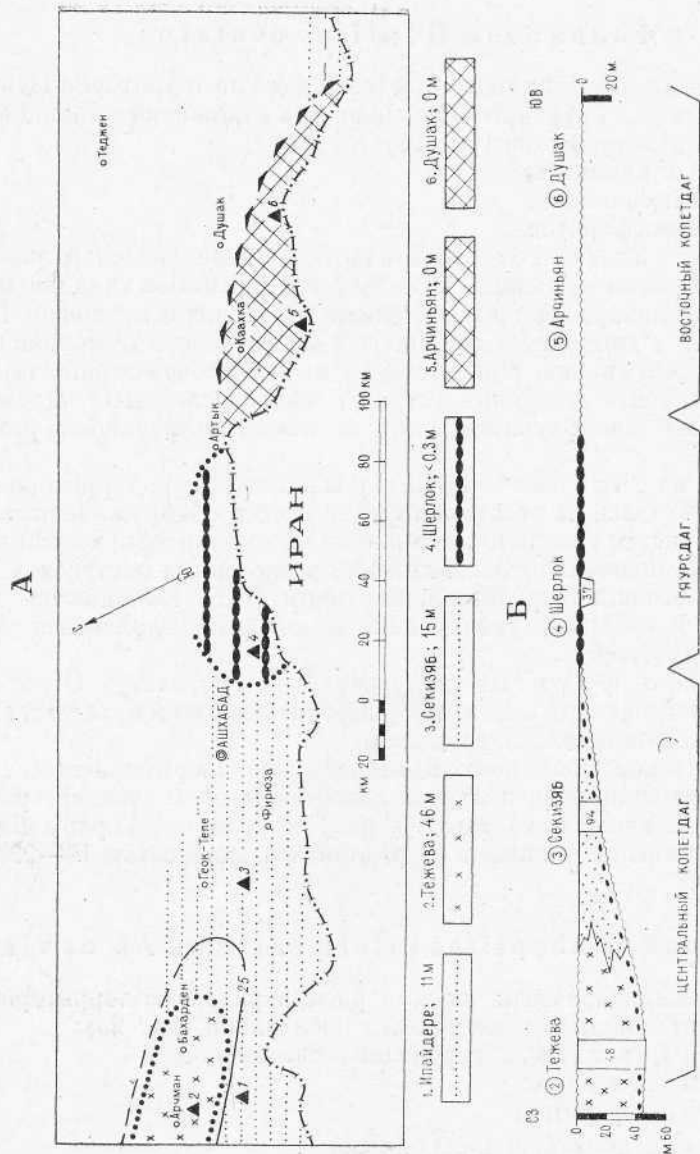
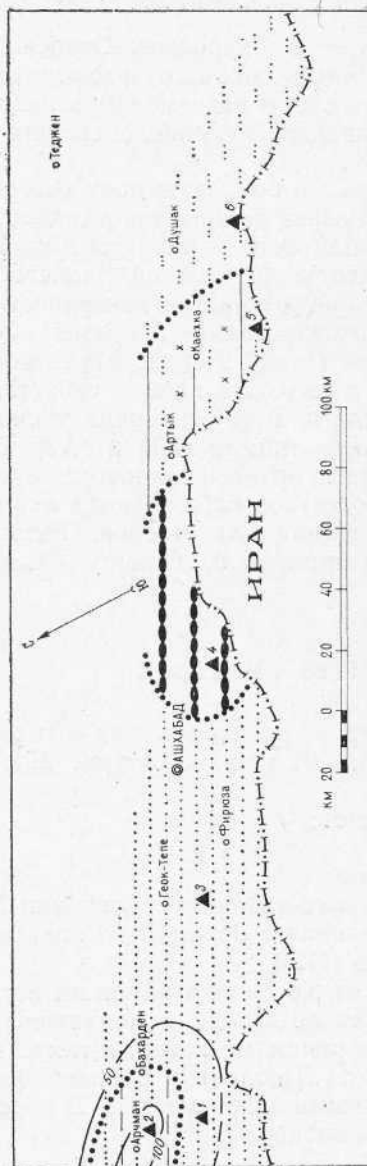


Рис. 28. Схема строения зоны *Norilites dentatus* в центральных и восточных районах Копетдага.
 А — карта фаций и мощностей, соотношение основных типов пород в разрезах; Б — литолого-фациальный разрез. Условные обозначения те же, что на рис. 2, 17 и 27.

А



- | | | | | | |
|------------------|------------------|------------------|-------------------|-------------------|----------------|
| 1. Инаидер; 60 м | 2. Тежева; 110 м | 3. Секизяб; 21 м | 4. Шерлок; <0.3 м | 5. Арчиньян; 10 м | 6. Душак; 33 м |
|------------------|------------------|------------------|-------------------|-------------------|----------------|

Б

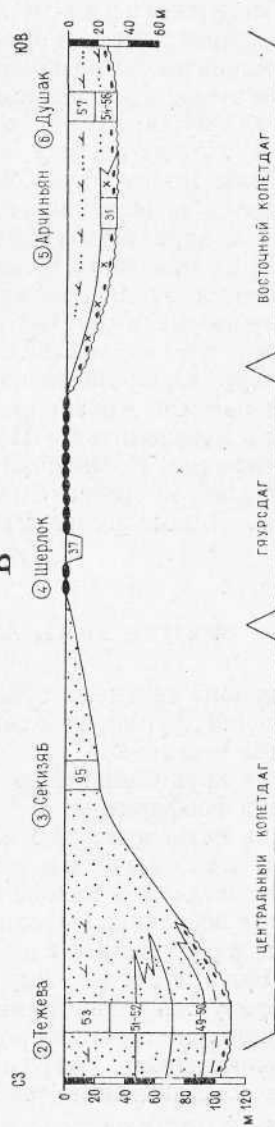


Рис. 29. Схема строения зон *Anaporphites intermedius* и *Ap. daviesi* в центральных и восточных районах Копетдага.

А—карта фаций и мощностей, соотношение основных типов пород в разрезах; Б—литолого-фациальный разрез.

ные конкреционные образования выражены кальцитовыми разновидностями. Встречаются раковины аммонитов, деформированные панцири морских ежей, остатки двустворок (*Actinosegatus*, *Inosegatus*). В отдельных горизонтах, чаще в конкреционных прослоях, присутствуют многочисленные ходы червей-иллоедов.

Фация песчаников наблюдается во всех остальных районах Центрального Копетдага. Она сложена песчаниками (П2) с крупными однородными кальцитовыми конкрециями. Последние заключают остатки аммонитов, скопления тонкостенных раковин гастропод и двустворок. Встречаются редкие ходы червей-иллоедов.

Фация фосфоритов присутствует в Гяурсдаге. Относящиеся к ней отложения составляют какую-то часть нижнего фосфоритового пласта, расчленение которого на отдельные зоны невозможно вследствие происшедшего при конденсированном осадконакоплении смешения разновозрастных фаунистических остатков.

Фация хлидолитов и алевролитов занимает северо-западные районы Восточного Копетдага. Разрез начинается хлидолитами и заканчивается мелкозернистыми алевролитами. Хлидолиты выражены типом (XI) и характеризуются горизонтальной толстой слоистостью. В основании их отмечаются следы размыва (бугристая поверхность подошвы, многочисленная мелкая фосфоритовая галька и гравий). Здесь встречены зубы рыб и остатки двустворок (*Lima*, *Panope*, *Linotrigonia*).

Фация мелкозернистых алевролитов свойственна остальной территории Восточного Копетдага. В ее основании также зафиксирован размыв. Алевролиты выражены типами (A1) и (A2). В известковистых алевролитах (A1) заключены крупные однородные кальцитовые конкреции. Из фаунистических остатков наблюдаются окаменелости аммонитов, многочисленных ринхонеллид и двустворок. Последние представлены *Linotrigonia*, *Panope*, *Grammatodon*, *Chlamys*, *Cardita*, *Neithea*.

Фацции зоны *Anahoplites rossicus*

Нижняя зона верхнеальбского подъяруса распадается на четыре фацции, сменяющие друг друга с северо-запада на юго-восток (рис. 30):

- а) фация песчаников;
- б) фация крупнозернистых алевролитов;
- в) фация фосфоритов;
- г) фация мелкозернистых алевролитов.

Фация песчаников развита на юго-западном окончании Центрального Копетдага, в районе его сочленения с Западным Копетдагом. Слагающие ее песчаники выражены типом (П2).

Фация крупнозернистых алевролитов занимает остальную часть Центрального Копетдага. На северо-западе, в ущ. Тежева фация характеризуется глинистыми крупнозернистыми алевролитами (A2). К юго-востоку глинистость пород убывает. В долине р. Секизьяб фация сложена алевролитами (A1) с фосфатными копролитами. В породах встречаются остатки аммонитов и мелких иноцерам.

Фация фосфоритов наблюдается на территории Гяурсдага. Слагающие ее отложения входят в нижний фосфоритовый пласт с конденсированными остатками фауны.

Фация мелкозернистых алевролитов покрывает территорию Восточного Копетдага. Слагающие фацию породы представлены глинистыми алевролитами (A4), реже (A1). В алевролитах (A1) встречаются остатки следующих двустворок: *Grammatodon*, *Plicatula*, *Aucellina*, *Gervillia*, *Exogyra*.

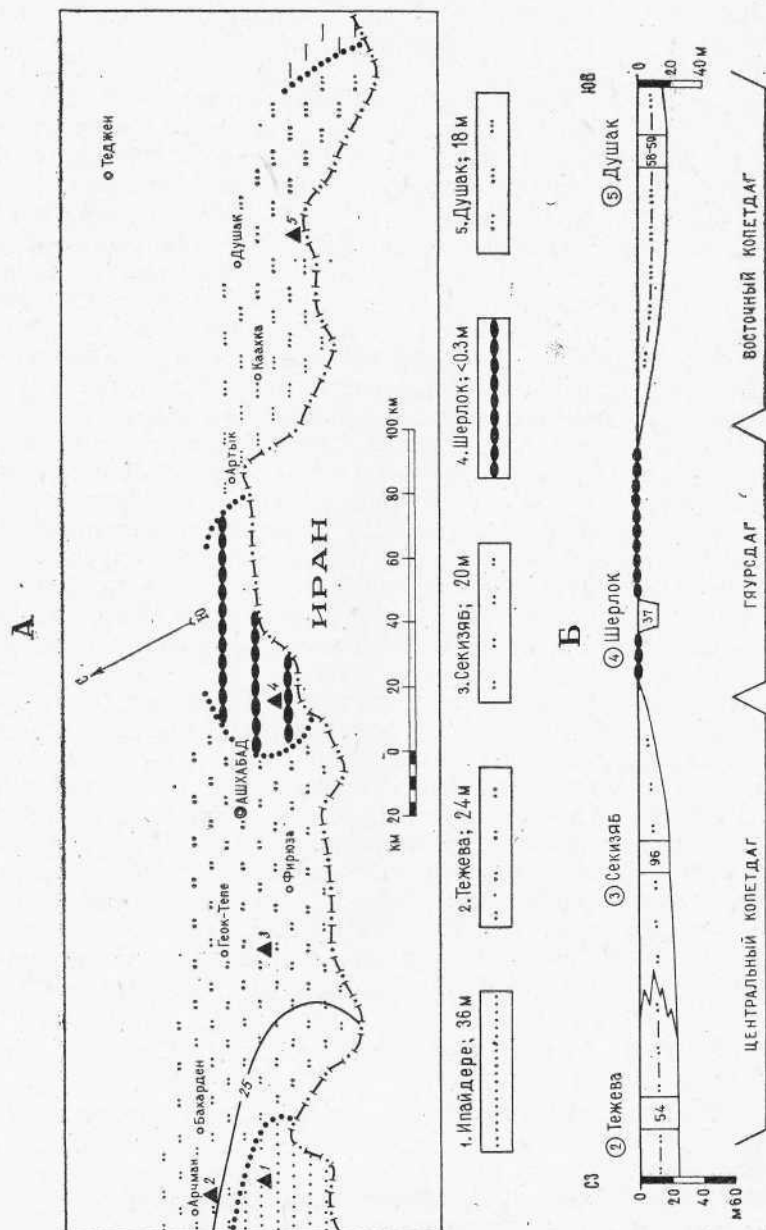


Рис. 30. Схема строения зоны *Anaphalites rossicus* в центральных и восточных районах Копетдага.
 А — карта фаций и мощностей, соотношение основных типов пород в разрезах; Б — литолого-фациальный разрез. Условные обозначения те же, что на рис. 2 и 17.

Фации зоны *Hysterocheras orbigny*

Эти отложения характеризуются наличием следующих пяти фаций (рис. 31):

- а) западная фация мелкозернистых алевролитов;
- б) фация мелко- и крупнозернистых алевролитов;
- в) фация крупнозернистых алевролитов;
- г) фация фосфоритов;
- д) восточная фация мелкозернистых алевролитов.

Западная фация мелкозернистых алевролитов расположена на юго-западном окончании Центрального Копетдага. Фация однородна и сложена только мелкозернистыми алевролитами.

Фация мелко- и крупнозернистых алевролитов прилегает к вышеописанной фации с севера, занимая северо-западные районы Центрального Копетдага. В основании зоны залегают глинистые мелкозернистые алевролиты (A2), а в верхней части — крупнозернистые алевролиты (A2) с многочисленными фосфатизованными копролитами. Слоистость пород средняя, невыдержанная. Наблюдаются редкие крупные однородные конкреции кальцитового состава. В породах встречаются ходы червей-илоедов, но особенно много их в конкрециях.

Фация крупнозернистых алевролитов развита на остальной территории Центрального Копетдага. Для фации свойственно преобладание крупнозернистых алевролитов (A1, A2). Кроме того, присутствуют алевролитистые хлидолиты (X2). В породах рассеяны фосфатизованные копролиты и мелкие фосфоритовые желваки. Встречаются редкие однородные кальцитовые конкреции. В отложениях заключены остатки аммонитов (*Hysterocheras*, *Dipoloceras*), двустворок (*Exogyra*, *Aucellina*, *Neithea*, *Chlamys*, *Plicatula*, *Grammatodon*, *Inoceramus*) и одиночных кораллов.

Фация фосфоритов наблюдается в Гяурсдаге. Относящиеся к ней отложения входят в нижний фосфоритовый пласт с конденсированными фаунистическими остатками.

Восточная фация мелкозернистых алевролитов приурочена к Восточному Копетдагу. В долине р. Душак для нее характерны глинистые мелкозернистые алевролиты (A4). В районах, более близких к фации фосфоритов, рассматриваемая фация, по-видимому, сложена более крупнозернистыми породами. Это предположение делается по аналогии с Центральным Копетдагом, где, как можно было заметить, наблюдается закономерное увеличение зернистости обломочных пород по мере приближения к фации фосфоритов.

Фации зоны *Pervinquieria inflata*

Отложения, относящиеся к этой зоне, состоят из следующих пяти фаций (рис. 32):

- а) фация песчаников;
- б) фация песчаников и крупнозернистых алевролитов;
- в) фация крупно- и мелкозернистых алевролитов;
- г) фация алевролитов и фосфоритов;
- д) фация крупнозернистых алевролитов.

Фация песчаников находится на самом юго-западе Центрального Копетдага, в районе его сочленения с Западным Копетдагом. Она сложена почти однородными мелкозернистыми песчаниками с включениями кальцитовых конкреций.

Фация песчаников и крупнозернистых алевролитов располагается в северо-западных районах Центрального Копетдага. Преобладающими типами пород являются крупнозернистые але-

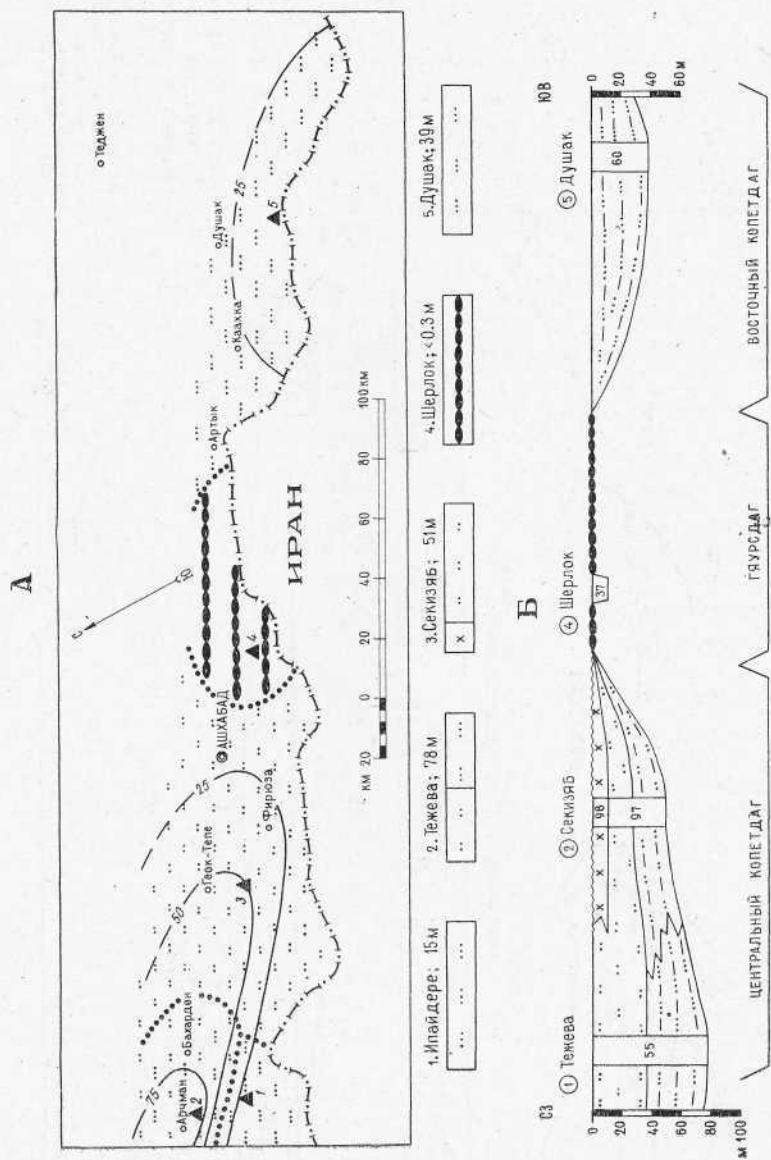


Рис. 31. Схема строения зоны *Hysterocegas obignyi* в центральных и восточных районах Копедага.
 А — карта фаций и мощностей, соотношение основных типов пород в разрезах; Б — литолого-фациальный разрез. Условные обозначения те же, что на рис. 2 и 17.

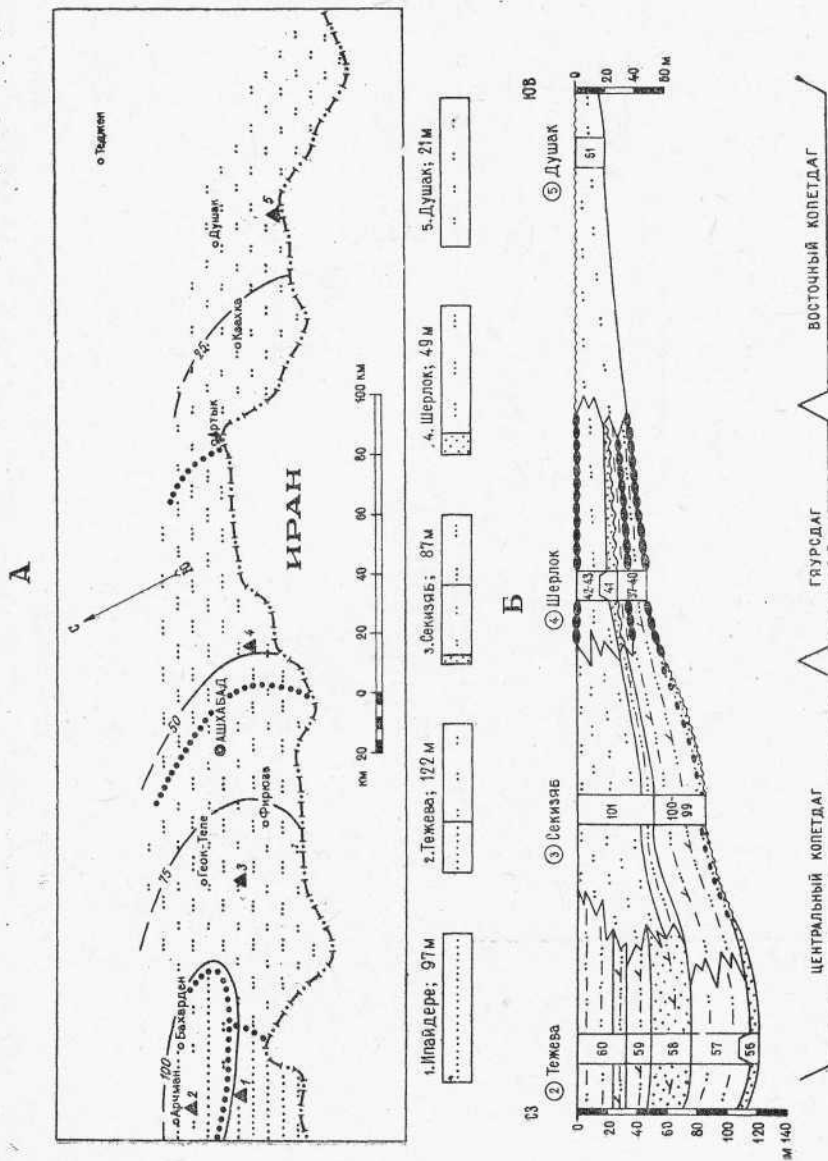


Рис. 32. Схема строения зоны *Reghinquigia inflata* в центральных и восточных районах Копетдага.

А—карта фаций и мощностей, соотношение основных типов пород в разрезах; Б—литолого-фациальный разрез. Условные обозначения те же, что на рис. 2 и 17.

ролиты (A2, A4) и песчаники (ПЗ). Породы или слоеватые, или с отчетливой горизонтальной умеренно тонкой и средней слоистостью. Почти постоянным их компонентом является фосфат. Кальцитовые конкреции представлены концентрическими и однородными разновидностями. Встречаются ходы червей-иллоедов, остатки аммонитов (*Hysteroeceras*, *Discohoplites*, *Dipoloceras*) и двустворок (*Aucellina*, *Actinoceras*, *Inoceramus*).

Фация крупно- и мелкозернистых алевролитов развита на остальной территории Центрального Копетдага. В основании зоны наблюдаются сравнительно маломощные песчаники (П2), с размывом залегающие на нижележащих отложениях, а выше — алевролиты (A1, A2). На долю алевролитов приходится около 95% общего объема пород. Из аутигенных минералов характерны фосфат и кальцит. Присутствуют ходы червей-иллоедов и окаменелости двустворок (*Aucellina*).

Фация алевролитов и фосфоритов занимает территорию Гяурсдага. Мелкозернистые алевролиты, резко преобладающие в разрезе, выражены типами (A2) и (A4). Кроме того, развиты фосфориты, песчаники (П2) и аргиллиты (Г1). Фосфаты для пород этой фации чрезвычайно характерны и наблюдаются не только в фосфоритах, но и в песчаниках. К отдельным горизонтам приурочены многочисленные следы ползания червей.

Фация крупнозернистых алевролитов приурочена к Восточному Копетдагу. Она сложена алевролитами (A1). В породах заключены крупные шаровидные однородные кальцитовые конкреции и мелкие фосфоритовые желваки. Вблизи кровли встречаются многочисленные фаунистические остатки — окаменелости аммонитов, гастропод и двустворок. Среди последних обнаружены *Aucellina*, *Plicatula*, *Grammatodon*, *Lima*, *Pterotrigonia*, *Linotrigonia*.

Фации зоны *Stoliczkaia dispar*

Верхняя, последняя зона альбского яруса характеризуется наличием следующих пяти фаций (рис. 33):

- а) фация аргиллитов и песчаников;
- б) фация алевролитов и хлидолитов;
- б) фация алевролитов;
- г) фация аргиллитов, алевролитов и песчаников;
- д) фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов.

Фация аргиллитов и песчаников наблюдается на юго-западе Центрального Копетдага. В основании зоны зафиксированы следы размыва. Аргиллиты приурочены главным образом к нижней и верхней частям разреза, а песчаники — к средней (Атабекян, Лихачева, 1961).

Фация алевролитов и хлидолитов занимает северо-западные районы Центрального Копетдага. Аргиллиты здесь отсутствуют. Алевролитовые отложения залегают в нижней части зоны и представлены глинистыми мелкозернистыми алевролитами (A4). Над ними с признаками размыва залегают известковистые хлидолиты (X1). В последних заключены крупные однородные кальцитовые конкреции. Для пород характерны горизонтальная слоеватость или умеренно тонкая слоистость.

Фация алевролитов развита на остальной территории Центрального Копетдага. Так же как и вышеописанная фация, она имеет отчетливо выраженное двучленное строение. В нижней ее части наблюдаются мелкозернистые алевролиты (A2), в верхней — крупнозернистые алевролиты. Основной объем фации (около 85%) приходится на мелкозернистые алевролиты. Встречаются кальцитовые и фосфатные конкреции. В отдельных интервалах разреза зафиксированы следы размыва. Из фау-

нистических остатков попадают окаменелости аммонитов, гастропод и двустворок (*Aucellina*, *Inoceramus*).

Фация аргиллитов, алевролитов и песчаников наблюдается в районе Гяурсдага. Самые нижние части разреза входят в верхний фосфоритовый пласт с конденсированными фаунистическими остатками. Основной объем фации приходится на аргиллиты (Г1), мелкозернистые алевролиты (А4), крупнозернистые алевролиты (А1) и песчаники (П2). Из аутигенных минералов характерны сидерит, пирит и кальцит. Присутствуют септариевые и однородные известковые конкреции. В породах, чаще в аргиллитах, встречаются остатки аммонитов, некоторые из которых имеют карликовые размеры (Орехов, 1965). Здесь же попадают раковины фораминифер, окаменелости двустворок (*Rapora*, *Pinna*, *Pecten*).

Фация мелкозернистых алевролитов и аргиллитов распространена на территории Восточного Копетдага. В отличие от северо-западных фаций, глинистые отложения приурочены к верхней части разреза. При этом характерно, что аргиллиты (Г1, Г2) не образуют здесь однородную толщу, а переслаиваются с алевролитами (А4) и глинистыми хлидолитами (Х2). Основной объем фации (около 80%) занимают алевролиты, выраженные мелкозернистыми разновидностями (А2, А4). В них заключены известковые шаровидные конкреции и конкреционные пласты. Из фаунистических остатков встречаются окаменелости аммонитов и двустворок (*Aucellina*, *Synsclonema*). Попадают ходы червей-илоедов.

Распространение фаций и мощностей

Из приведенных данных видно, что фации отдельных стратиграфических зон апта и альба достаточно разнообразны. Это, естественно, свидетельствует о многообразии условий осадконакопления, существовавших на отдельных участках дна древнего бассейна. Они рассматриваются в следующей главе работы. Здесь же необходимо остановиться на следующих двух моментах.

Во всех зонах аптского яруса фации, располагающиеся на северо-западе территории, сложены более крупнозернистыми породами, чем фации юго-восточные. Фациальные замещения в этих отложениях полностью соответствуют главной фациальной изменчивости апт-альбской толщи. Очевидно, что такая закономерность, неизменно сохраняющаяся в указанных зонах, есть следствие относительно спокойного тектонического режима территории в течение всего аптского века.

Иная картина характерна для большинства зон альбского яруса. Начиная с зоны *Leymeriella tardefurcata*, расположение фаций не согласуется с главной фациальной изменчивостью. Этот факт, должно быть, является свидетельством тектонической активизации и дифференциации территории Копетдага, начавшихся с раннеальбского времени. Подобные процессы, сопровождавшиеся региональным размывом более древних отложений, имели место и в сопредельных с Копетдагом областях Туркменистана, в частности, на Большом Балхане, Кубадаге, Туаркыре и Центральных Каракумах (Богданова, Луппов, Яхнин, 1963; Богданова, Яхнин, 1967; Габриэлянц, Кривошеев, 1966). Тектоническая дифференциация территории Копетдага не ослабевала в дальнейшем почти на всем протяжении альбского века. Регион оказался как бы поделенным на отдельные участки с различными обстановками осадконакопления, что привело к существенному усложнению общей палеогеографической картины. Этот процесс, по-видимому, был связан с активизацией движений отдельных блоков доальпийского основания. Лишь в отдельные отрезки времени, в частности, во время «*Anahoplites rossicus*» и «*Pervinquieria*

inflata» территория вновь приобретала тектоническую однородность и начиналось формирование отложений, у которых фациальные замещения в целом совпадают с главной фациальной изменчивостью апт-альбской толщи. Активный тектонический режим, имевший место в течение альбского века, обусловил размыв некоторых интервалов разреза и вызвал частичное нарушение первичного строения рассматриваемого яруса. Тектоническая активизация проявилась и в том, что в отдельные этапы в районе Гяурсдага образовывалось обширное поднятие, а в его присводовой части происходило накопление желваковых фосфоритов.

Расположение фаций тесно связано с распределением мощностей отложений. Как видно из рис. 17, максимальные мощности как аптского, так и альбского ярусов приурочены к юго-восточной окраине Западного Копетдага и сопредельным районам Центрального Копетдага. В этих же областях располагаются фации, сложенные песчаниками и алевролитами. К юго-восточному замыканию Копетдага разрез становится преимущественно глинистым, а мощность его существенно сокращается. В Горном Бадхызе она соизмерима с мощностью одновозрастных отложений прилежащих участков Туранской плиты. Обращает на себя внимание и тот факт, что в юго-восточных районах мезоциклотемы выражены обычно неотчетливо, а в отдельных интервалах разреза полностью отсутствуют. Подобное распределение мощностей было вызвано несколькими причинами. Первая из них — различие интенсивности палеотектонических движений отдельных районов Копетдага. Обзор истории развития Копетдагской миогеосинклинали показывает, что на протяжении мелового периода область максимальных прогибаний располагалась на территории Западного и, частично, Центрального Копетдага. По мере приближения к юго-восточным районам темп прогибания в целом замедлялся. Миогеосинклинали здесь постепенно замыкалась. Восточный Копетдаг по своему тектоническому режиму являлся переходной областью от миогеосинклинали к платформе, а Горный Бадхыз — уже типично платформенным участком.

На распределении мощностей изучаемой толщи не могли не сказаться фации отложений. Из физической седиментологии известно, что при прочих равных условиях (глубина моря, уклон его дна, интенсивность погружения территории, скорость движения вод) за один и тот же отрезок времени в бассейне накапливаются разные по мощности осадки; мощность крупнозернистых осадков всегда больше, чем у тонкозернистых (Животовская и др., 1964). Несомненно, что это явление имело место и при накоплении рассматриваемых отложений. Наконец, третьей, но уже вторичной, причиной, определившей закономерное распределение мощностей апт-альбских отложений, является разная уплотняемость в диагенезе песчано-алевритовых и глинистых осадков; мощность последних сокращается значительно, чем у песчано-алевритовых образований.

Изменение мощностей стратиграфических зон в большинстве случаев повторяет общую картину распределения мощностей аптского и альбского ярусов (рис. 18—33). Максимальные мощности зон наблюдаются в северо-западных областях Центрального Копетдага, обычно в районе Арчман-Нухурского тектонического узла. Исключение составляют лишь зоны *Nuracanthoplites jacobii* и *Stoliczkaia dispar*, у которых наибольшие мощности приходятся на территорию Гяурсдага. Следовательно, в соответствующие отрезки времени эта территория погружалась более интенсивно, чем соседние районы. О тектонической активизации территории Гяурсдага свидетельствует и вторая особенность распределения мощностей отложений, присущая зонам среднего альба, а также верхнеальбским зонам *Anahoplites rossicus* и *Hysterocheras orbigny*. Названные зоны характеризуются тем, что основные мощности (до ста и более метров) приурочены к Центральному и Восточному Копетдагу,

в то время как к Гяурсдагу они сокращаются и составляют здесь не более нескольких десятков сантиметров. Это есть результат того, что в районе Гяурсдага в отдельные отрезки средне- и позднеальбского времени осадконакопление происходило в условиях обширного подводного поднятия. Можно предполагать, что возникновение последнего было связано с периодически проявлявшимся конседиментационным развитием Гяурсдагской антиклинали.

Итак, рассматриваемые отложения по своим основным литологическим особенностям сходны с одновозрастными образованиями соседних областей Юга СССР и северных районов Ирана и Афганистана. Как и в Предкавказье, Западной, Центральной и Восточной Туркмении, Северо-Восточном Иране и Северном Афганистане, аптский и альбский ярусы в Копетдаге выражены морскими, преимущественно песчаниково-алевролитово-глинистыми фациями. Слагающие их породы характеризуются посредственно-устойчивой минеральной ассоциацией обломочных компонентов, невысокой отсортированностью частиц, почти постоянным наличием глауконита, присутствием кальцитовых, реже магнезидеритовых конкреционных включений. Отличия сводятся, главным образом, к разнице мощностей и строения конкретных разрезов (примечательно, что на территории Кавказа, Предкавказья, Туркмении, Северного Ирана и Афганистана максимальная мощность апт-альбских образований приходится на советский Копетдаг). Основной причиной указанного литологического сходства отложений, видимо, является накопление их в едином морском бассейне.

ГЛАВА V

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ И ПОСЛЕДУЮЩЕГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Историю возникновения и существования изучаемых отложений можно разделить на четыре основных этапа. Первый из них охватывает процессы седиментогенеза, приведшие к накоплению осадков. Второй этап соответствует диагенезу, в результате которого осадки превратились в породы. На протяжении третьего, наиболее длительного, этапа аптские и альбские образования претерпевали катагенетические изменения. Четвертый, последний, этап наступил при горообразовании, когда породы были выведены в зону гипергенеза и начали подвергаться выветриванию. Каждый из этих этапов характеризуется своими специфическими особенностями, рассмотрению которых и посвящена данная глава. Основное внимание, естественно, уделено реконструкции условий седиментогенеза, диагенеза и катагенеза, как главных факторов нефтегазообразования.

Палеогеография и история осадконакопления

На протяжении аптского и альбского веков территория Копетдага была затоплена единым морским бассейном. Остановимся вначале на важнейших его особенностях, а также на некоторых общих вопросах палеогеографии региона.

Распространение моря и суши. Территория Средней Азии в меловой период, как и ныне, разделялась на две области: восточную — относительно приподнятую и западную — пониженную (Синицин, 1962). В восточной области существовали континентальные ландшафты с аллювиальными равнинами, всхолмлениями и довольно высокими горами. «В западной области, охватывающей Туранское плато, Приаралье и юго-западную часть Таджикской депрессии, преобладали ландшафты морского бассейна, а также приморской равнины с лагунами и дельтами крупных рек. Гор здесь было мало, и только мелкие» (там же, стр. 130).

В барремском веке морские воды покрывали территорию Северного Ирана и Южной Туркмении. В аптский и альбский века этот бассейн значительно расширил свои границы и затопил всю территорию Туркменистана. На северо-востоке и востоке апт-альбское море ограничивалось Кызылкумской материковой сушей. На западе и северо-западе от территории Копетдага возвышались Южно-Каспийская и Средне-Каспийская островные суши («Атлас литолого-фациальных и геохимических карт западных районов Средней Азии», 1964; «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР», 1968). Допускается (Вальбе, 1967), что отдельные архипелаги существовали и в пределах самого Копетдага, на

территории его южных антиклинальных цепей. На юге и юго-западе, на территории Эльбурса и Аладаг-Биналуда, испытавших предмеловое складкообразование (Резанов, 1959; Амурский, 1968), по-видимому, также располагались островные антиклинальные поднятия. Еще южнее, на территории Большой соляной пустыни Центрального Ирана, находилась обширная и длительно развивавшаяся суша, которая была затоплена морем лишь в сенонское время (Гансер, 1956).

Климат региона. Равномерность теплых климатических условий, имевшая место на территории Азии в начале раннемеловой эпохи, нарушилась с наступлением аптского и альбского веков. Усложнилась поясная зональность климата, увеличились его дифференциация и контрастность. В полярных областях установился относительно теплоумеренный климат, а в южных — теплый и даже жаркий (Синицын, 1962).

Известно, что наиболее чувствительными индикаторами климата являются флора и фауна. Флористические остатки, заключенные в апт-альбских отложениях Копетдага, остаются пока не изученными. В разновозрастных отложениях Центральных Каракумов и Восточной Туркмении споры и пыльца, как свидетельствует З. В. Мархасева (1966), говорят о широком развитии на древнем материке хвойных растений и папоротников. Согласно З. В. Мархасевой, в аптском веке в северной части материка климат был теплым и влажным, а в южной части (Тяньшань, Памир) — теплым и засушливым. Климат альбского века на всем материке был теплым и влажным. Остатки флоры, покрывавшей островные и материковые пространства, частично сносились в море и захоронялись в осадках. В аптских и альбских отложениях центральных и восточных районов Копетдага крупные растительные остатки представляют большую редкость, что объясняется, видимо, удаленностью древних областей сноса. В разновозрастных отложениях других районов Туркменистана флористические остатки встречаются значительно чаще и представлены не только обломками стеблей, но и стволами деревьев, шишками, орехами и семенами голосеменных растений (Алланов, 1968; Либрович, 1963; Яхнин, 1965).

Теплый климат региона способствовал прогреву морских вод и развитию в них теплолюбивой фауны: аммонитов (гоплитов и др.), морских ежей, орбитолин, одиночных кораллов. На это же указывают интенсивная садка кальцита и оолитообразование, происходившие в отдельные отрезки времени при обмелении моря и ослаблении привноса обломочного вещества.

Обильное поступление терригенного материала в Копетдагский участок апт-альбского моря свидетельствует о быстром разрушении областей сноса и значительности поверхностного стока вод, а следовательно, и о большом количестве атмосферных осадков. Большая влажность климата и относительно высокие годовые температуры не могли не сказаться на составе транспортируемого обломочного материала, что способствовало обогащению осадков устойчивыми аллотигенными минералами. Почти постоянное наличие в осадках каолинита и глауконита, а в отдельных горизонтах сидерита и желваковых фосфоритов, согласно Н. В. Логвиненко (1967) и В. М. Синицыну (1967), также говорит о гумидности климата.

Возможные источники сноса терригенного материала и материнские породы. Единый состав обломочной серии седиментогенного минерального комплекса показывает, что на протяжении всего апт-альбского времени терригенный материал поступал на территорию Копетдага из одних и тех же питающих областей. На местонахождение этих областей имеются три мнения. Согласно первому из них главный источник сноса обломочного материала находился к югу от Копетдага или в южной его части (Огнев, 1937; Луппов, 1938, 1957; Висте-

лиус, 1954; Вальбе, 1967; Алланов, 1968). Второе мнение высказано И. А. Резановым в 1959 г. Он пишет: «...наблюдаемая в южном направлении смена терригенных отложений карбонатными вполне определенно указывает на то, что основные источники сноса следует искать к северу и северо-востоку, в первую очередь, вероятно, в Кызылкумах, представлявших в течение почти всей нижнемеловой эпохи возвышенную область, хотя и не исключено, что частично обломочный материал поступал с юга» (Резанов, 1969, стр. 104). К такому представлению склоняется и В. Л. Либрович. Третье мнение (Ташлиев, Скуб, 1969) заключается в том, что главными питающими областями считаются антиклинальные поднятия Аладаг-Биналуда и отдельные архипелаги на юге Копетдага, а второстепенной — Средне-Каспийская суша.

Как известно, для определения источников сноса терригенного материала первостепенное значение имеет фациальная изменчивость отложений. О расположении фаций рассматриваемых ярусов на территории советского Копетдага уже говорилось в предыдущей главе. Прослеживание фациальных замещений в меридиональном направлении показывает, что в аптском и альбском ярусах иранского Копетдага еще сохраняется преобладание терригенных отложений (рукопись П. И. Калугина, 1946; Мирошниченко, 1947; Clapp, 1940). Исключение составляют лишь верхи нижнего и нижняя часть среднего апта. В этой части разреза на юге зарубежного Копетдага преобладают карбонатные породы (органогенные, преимущественно цельнораковинные известняки), выделенные П. И. Калугиным в 1946 г. в буджнурдскую свиту. Далее к югу и юго-западу аптские и альбские отложения представлены оолитовыми известняками и мергелями с многочисленными остатками орбитолин, а затем и орбитолиновыми известняками (Гансер, 1956; Хаин, 1964; Clapp, 1940; новые материалы Н. Bozorgnia). Фация орбитолиновых известняков прилагается к пустынным массивам Центрального Ирана, где отложения рассматриваемого возраста, по свидетельству А. Гансера (1956), полностью отсутствуют. Вполне вероятно, что проведение детальных исследований может привести к обнаружению между полем орбитолиновых известняков и указанными массивами промежуточной фации грубообломочных и песчаных пород.

Таким образом, в аптском и альбском веках к югу от Копетдага шло накопление преимущественно раковинных карбонатных осадков. Подобные образования наблюдаются и в современных морях, например, в Черном и Каспийском. Известно, что такие раковинные поля возникают в зоне мелководья, обычно тяготея к районам с низким побережьем и равнинной сушей (Страхов, Бродская и др., 1954). Следовательно, формирование орбитолиновых ракушечников на территории южной части Туркмено-Хорасанских гор свидетельствует о том, что она представляла в рассматриваемое время пологое мелководье. С юга область мелководья ограничивалась древней Центрально-Иранской сушей, а с севера — относительно глубоководными участками активно развивавшейся Копетдагской геосинклинали. Здесь, на территории советского Копетдага, находилась зона максимального прогибания территории Туркмено-Хорасанской складчатой системы (Резанов, 1959; Ташлиев, Скуб, 1969). Интересно заметить, что при регрессии моря поле орбитолиновых ракушечников иногда продвигалось к северу и покрывало территорию всего Копетдага, как это наблюдалось в конце времени «*Deshayesites deshayesi*» раннего апта.

Согласно законам переноса и осаднения терригенных частиц, обобщенным в работах Н. М. Страхова (1962), А. И. Животовской (1964) и др., поступающий с Центрально-Иранской суши и близлежащих островов песчано-алевритовый и глинистый материал должен был выноситься из орбитолиновых ракушечников, являвшихся как бы своеобразными гравий-

ными накоплениями. Осаждение перенесенного терригенного материала происходило уже в более глубоководных условиях, на территории Копетдагской геосинклинали и близлежащих районов. Необходимо подчеркнуть, что подобному перемещению должен был подвергнуться и тот материал, который, возможно, сносился с островных антиклинальных поднятий Аладаг-Биналуда и южной части Копетдага. В дальнейшем на распределение терригенных частиц, по-видимому, активно действовали местные гидродинамические факторы, в первую очередь, морские течения.

Итак, возможность поступления терригенного материала в апт-альбское время на территорию Копетдага из южных или юго-западных областей представляется вполне достоверной. При этом, видимо, можно утверждать, что отсюда была принесена основная масса обломочного материала, осевшего на рассматриваемой территории. Об этом, по нашему мнению, говорят такие факты: 1) к северу от Копетдага простиралось обширное открытое море, близлежащие крупные суши отсутствовали и тем не менее произошла почти полная компенсация осадконакоплением интенсивно погружавшейся миеосинклинали; 2) песчано-алевритовые частицы плохо окатаны; 3) гранулометрическая отсортированность осадков относительно невысокая; 4) в отдельных интервалах разреза отложения обогащены аллотигенным баритом, тяготеющим, как известно, к геосинклинальным областям и не выдерживающим длительной транспортировки. О наличии внутренних геосинклинальных источников сноса терригенных частиц в Копетдагский участок древнего моря писал и А. Б. Вистелиус (1954, 1958), сопоставив минеральный состав тяжелых фракций апт-сеноманских отложений Копетдага, Малого и Большого Балхана, Туаркыра.

Главными материнскими породами, разрушавшимися в указанных областях, по-видимому, являлись палеозойские, ниже- и среднеюрские породы с заключенными в них магматическими и постмагматическими образованиями. Определенное участие в поставке терригенного материала, должно быть, принимали и малым-барремские отложения, выраженные преимущественно карбонатными породами.

Кроме южных, основных, областей сноса обломочный материал мог поступать на рассматриваемый участок апт-альбского бассейна и из других районов. Не исключено, что некоторая доля этого материала была принесена морскими течениями с Кызылкумской, Средне- и Южно-Каспийской суши, а также из соседних с Копетдагом районов за счет размыва в отдельные отрезки времени ранее накопившихся осадков. Такому «подмешиванию» обломочного материала из второстепенных источников способствовало само местоположение Копетдагского участка в пределах древнего моря, а также активный гидродинамический режим бассейна.

Гидродинамика и физико-химические свойства морских вод. Гидродинамический режим того или иного бассейна зависит прежде всего от скорости ветров, размеров водоема и его глубины (Рухин, 1962). Выявленная В. М. Синицыным (1962) контрастность климата, установившегося на территории Азии в аптский и альбский века, не могла не сказаться на перемещениях воздушных масс и, видимо, вызвала возникновение достаточно сильных ветров. Последние, несомненно, способствовали активизации режима волнения и образованию морских течений. Этому благоприятствовали и такие факторы, как обширность акватории и относительная мелководность рассматриваемого моря.

О том, что режим волнения в апт-альбском бассейне действительно был активным, свидетельствует нахождение в мелководных отложениях разрозненных окатанных галек, субпараллельных знаков ряби волнения

(рис. 34), следов взмучивания осадка, толстостенных раковин двустворок и их обломков. Об этом же говорит наличие в разрезе конгломератов, желваковых фосфоритов, оолитовых и детритовых известняков.

Наряду с волновыми движениями в толще морских вод наблюдались течения. Следы донных течений обнаружены в зоне *Dufrenoya furcata*, в среднеаптских отложениях и в двух нижних зонах верхнего апта (рис. 34). Можно видеть, что следы донных течений фиксировались в

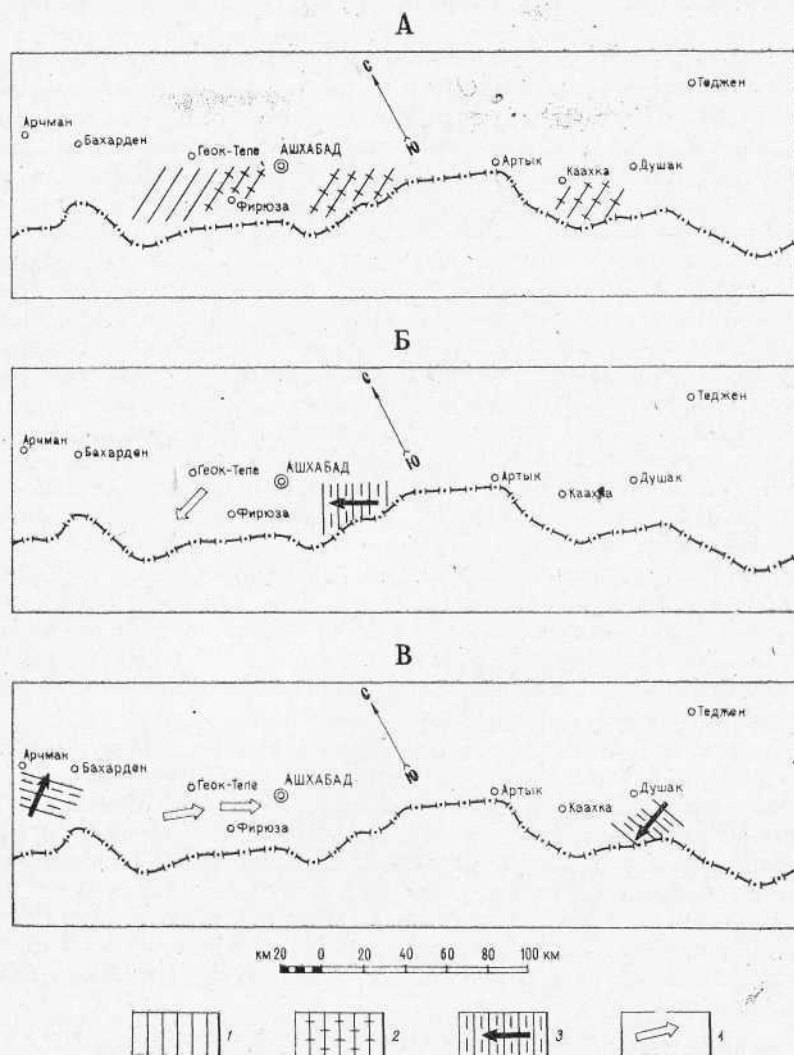


Рис. 34. Ориентация некоторых текстур, характеризующих гидродинамический режим древнего бассейна.

А — зона *Deshayesites deshayesi*; Б — зоны *Dufrenoya furcata* и *Epicheloniceras subnodosocostatum*; В — зоны *Parahoplites melchioris*, *Acanthohoplites prodromus* и *Acanthohoplites polani*. Условные обозначения: 1—субпараллельные знаки ряби волнения; 2—перекрестные знаки ряби неопределенного происхождения и простираения; 3 — субпараллельные знаки ряби течений и направление движения вод; 4 — направление течений по преобладающим наклонам косых слоев.

отложениях чаще всего в период общего обмеления бассейна, имевшего место в конце репрессивного и начале трансгрессивного этапов. Направление этих течений было непостоянным.

Нам думается, что, кроме локальных донных течений, через террито-

рию Копетдага и южной части Туркмено-Хорасанских гор в рассматриваемое время проходило достаточно активное вдольбереговое течение, ориентированное в основном с северо-запада на юго-восток. Оно, видимо, являлось звеном обширного кругового течения, центр которого находился на территории Юго-Восточной Туркмении. К такому выводу приводит рассмотрение фацальной изменчивости апт-альбской толщи Туркмении и сопредельных районов Узбекистана. В крупном плане на юго-востоке Туркменистана, на территории южной части Амударьинской синеклизы, располагается область преимущественно тонкозернистых глинистых отложений. С востока, с севера и запада она окаймлена то сужающейся, то расширяющейся полосой более крупнозернистых, в основном песчано-алевритовых образований. К югу от этой территории находятся фации раковинных известняков, гравелитов, песчаников и алевролитов (Алланов, 1968; «Атлас литолого-фацальных и геохимических карт западных районов Средней Азии», 1964; «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР», 1968; Богданова, Луппов, Яхнин, 1963; Богданова, Яхнин, 1967; Габриэлянц, Кривошеев, 1966; Кривошеев, 1966; Либрович, 1960, 1961, 1962, 1963; Луппов, 1965; Луппов, Сиротина, Товбина, 1960; Польстер, Архипов, Семов, 1964; Семов, 1964; Соколов, 1958, 1963; Ташлиев, Скуб, 1969; Товбина, 1967; Ятченко, 1962; Яхнин, 1961, 1963, 1965). Подобное расположение фаций наталкивает на мысль, что интенсивно погружавшаяся территория южной части Амударьинской синеклизы была наиболее глубоководной по сравнению с окружающими районами и представляла собой обширную халистазу. В таком случае вокруг нее могло циркулировать круговое морское течение. Главный ток воды, как это установлено для бассейнов северного полушария (Кленова, 1948, 1963; Страхов, 1962), должен был быть направлен против часовой стрелки. Скорость течения повышалась в прибрежных участках бассейна, в то время как в открытом море на территории Центральной и Северной Туркмении она, видимо, резко падала. Однако и здесь столкновения зафиксировали его наличие. Не случайно В. Т. Кривошеев (1966) пишет, что район Центральных и Северных Каракумов «...на протяжении большей части апта и альба находился в зоне мелководья и морских течений, проходивших в юго-западном направлении» (стр. 88). На Копетдагском отрезке кругового течения скорость вод, видимо, была достаточно высокой. Возникновение главной фацальной изменчивости изучаемой толщи, как нам представляется, обязано в значительной степени именно этому морскому течению, определившему основное направление миграционного потока, откладывавшего терригенный материал.

Апт-альбское море на Копетдагском участке почти всегда характеризовалось нормальной соленостью вод. Свидетельство тому — многочисленные остатки таких стеногалинных организмов, как аммониты, морские ежи, криноидеи, мшанки. Изредка встречаются одиночные кораллы. Согласно представлениям Р. Ф. Геккера, А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской (1962), на это же указывает наличие таких представителей двустворок, как *Leda*, *Nucula*, *Cucullaea*, *Pecten*. Другим подтверждением этого вывода, как показали Н. М. Страхов (1962), З. В. Тимофеева (1956), В. Т. Фролов (1958) и др., могут являться кальцитовый состав рассеянных карбонатов терригенных пород и резкое преобладание кальцитовых конкреций. В отдельные этапы (в частности, во время «*Epicheloniceras subnodosocostatum*» и «*Parahoplites melchioris*»), когда бассейн почти на всей территории сильно мелел, происходило почти полное исчезновение аммонитов. Устрицы, напротив, получали пышное развитие и часто образовывали целые устричные банки. Возможно, что это явление объясняется частичным опреснением морских вод (Ташлиев, Скуб, 1969).

Газовый режим верхних зон водной массы, вследствие активной гидродинамики, был нормальным. Обогащение вод кислородом способствовало развитию богатого органического мира и возникновению в сравнительно мелководных осадках глауконита, коллофана, гидроокислов железа. Нижние зоны морских вод, не затрагиваемые волновыми движениями, возможно, характеризовались слабой аэрацией и нехваткой кислорода. Это отразилось на относительно глубоководных осадках, в которых наблюдаются повышенное содержание органического вещества, первично рассеянные (?) сидерит и пирит, раковины карликовых аммонитов, резкое обеднение прочими макрофаунистическими остатками.

Глубины бассейна. Тектонический режим рассматриваемой части геосинклинали обусловил различие глубин бассейна в отдельных его участках и непостоянство их во времени. Более определенно диагностируются малые глубины моря, существовавшие в отдельные отрезки времени, в основном, в течение среднеаптского, средне- и позднеальбского этапов. В это время происходило образование галечников, фосфатных желваков и кальцитовых оолитов, являющихся одним из наиболее достоверных батиметрических индикаторов. Судя по расчетам М. Дрейфюса (M. Dreyfuss), приводимым Н. М. Страховым («Методы изучения осадочных пород», 1957, том II, стр. 408), формирование галечников и переотложение крупных фосфатных желваков, по-видимому, происходило на глубинах не более 20—30 м. Г. И. Бушинский полагает, что глубины возникновения желваков фосфоритов ограничиваются в верхнем интервале десятиметровой, а в нижнем — стометровой отметкой (Бушинский, 1966). То же самое, вероятно, можно сказать и о глубине возникновения детритовых известняков, ассоциирующих с оолитовыми известняками в зонах *Dufrenoyia furcata* и *Epicheloniceras subnodosocostatum*. В очень мелководных условиях, на глубине не более одного-двух десятков метров шло массовое накопление кальцитовых оолитов.

Значительно труднее определить глубины апт-альбского бассейна в тех областях, где шло накопление мелкоалевритово-глинистых осадков с горизонтальной слоистостью или мелкой слоистостью. Фаунистических остатков в них обычно немного; лишь иногда, по-видимому, в моменты относительного обмеления моря, рассматриваемые осадки становились известковистыми и обогащались раковинами аммонитов и двустворок, имевших в основном такой же родовой состав, как и в более западных районах с алевритово-песчаными отложениями. Указанные признаки свидетельствуют о том, что глубина дна в участках развития мелкоалевритово-глинистых осадков была относительно велика и достигала, видимо, нескольких сот метров. Следовательно, к юго-восточной окраине Копенгагского участка происходило углубление бассейна. Это неизбежно должно было приводить к дифференцированному осаждению аллотигенных частиц, разносимых по бассейну течением, поскольку скорость последнего на больших глубинах уменьшалась. Дифференциация аллотигенного материала по размеру частиц и обусловила в конечном итоге главную фациальную изменчивость рассматриваемых отложений.

Еще большие затруднения возникают при восстановлении глубин бассейна, на которых формировались флишоидные горизонты зоны *Deshayesites deshayesi*. Почти полное отсутствие в отложениях ясно выраженной прадационной слоистости (graded bedding), наличие резкого контакта между нижним и верхним элементом микроциклотом, по всей видимости, не позволяют считать их образованиями типичных глубоководных впадин. С другой стороны, интересно, что рассматриваемые флишоидные горизонты приурочены к средней части первой макроциклотемы и, следовательно, должны иметь относительно глубоководное происхождение. Условно можно допустить, что образование их происходило на глубинах, не превышающих первые сотни метров.

Обстановки осадконакопления и типы осадков. Из анализа фацальной изменчивости отложений, палеогеографических особенностей древнего бассейна и данных по современным осадкам следует, что накопление аптских и альбских образований Копетдага шло на подводных возвышенностях, на склонах и в центральных частях подводных впадин. Наличие на рассматриваемом участке древнего моря таких ландшафтных обстановок и определяло в основном конкретные физико-географические условия.

Следовательно, можно выделить две группы осадков, формировавшихся соответственно на подводных возвышенностях и в морских впадинах. Образования каждой группы подразделяются на ряд типов. Поскольку нам необходимо восстановление условий осадконакопления на сравнительно ограниченном участке морского дна, целесообразно подразделять осадки не на генетические типы отложений (в понимании А. П. Павлова, Г. Ф. Крашенинникова, Е. В. Шанцера, В. Т. Фролова и др.), а на типы, отличающиеся по вещественно-генетическим признакам, как это делает О. К. Леонтьев (1963) при систематизации современных морских отложений. По этим признакам среди апт-альбских осадков выделяются 11 типов.

Наибольшим разнообразием отличались осадки подводных возвышенностей, т. е. отмелей (банок) и подводных плато. Отложения отмелей или банок занимали относительно небольшую площадь и всегда формировались в зоне волновых движений вод. Образование устричных ракушечников на таких участках дна, по-видимому, происходило при некотором опреснении морских вод и частичном уменьшении притока песчано-алевритового материала (Геккер, Осипова, Бельская, 1962; Либрович, 1960). Д. В. Наливкин (1955) считает, что глубина возникновения устричных банок ограничивается несколькими метрами, т. е. зоной непрерывного действия волн.

Сложное происхождение имеют фосфоритовые галечники, также накапливавшиеся на отмелях. Фосфоритовые желваки, характеризующиеся наличием двух, трех и более генераций, свидетельствуют о том, что формирование таких галечников в целом представляло собой достаточно длительный процесс с чередованием режима отложения и размыва. При установлении режима отложения в осадках начиналась фосфатизация органогенных обломков и копролитов, возникали фосфатные и известковые конкреции. При размыве происходил вынос глинисто-алевритовых и песчаных частиц и обогащение осадка более грубым материалом, конденсация достаточно крупных и тяжелых по весу компонентов. Отсутствие определенной ориентации последних в осадке, наличие битой ракуши и норки моллюсков-камнеточцев, видимо, говорит о том, что размыв совершался волновыми движениями вод, а не морскими течениями. Наблюдающиеся среди фосфатных желваков известняковые гальки вряд ли могли быть принесены из соседних областей; они, скорее всего, имеют конкреционное происхождение и также являются конденсированными. Фаунистические остатки, захороненные в рассматриваемых галечниках, свидетельствуют о том, что наиболее длительным было накопление нижнего фосфоритового горизонта, происходившее от конечных этапов времени «*Hoplites dentatus*» до начала времени «*Pervinqueria inflata*» включительно (Сапожников, Ташлиев, 1969). Формирование осадков, сходных с описываемым типом альбских отложений Копетдага, наблюдается и в современную эпоху. Наиболее ярким примером подобных образований являются накопления банки Агульхас на шельфе южной оконечности Африки и банки Рэнджер, расположенной в Тихом океане близ средней части полуострова Калифорния (Наливкин, 1955).

В отдельные отрезки аптского века происходило накопление мергельно-известняковых галечников. Большинство из них, видимо, были

сформированы в условиях сильного мелководья под воздействием волновых движений вод и донных течений. Гальки базальных конгломератов, должно быть, происходят от подстилающих их карбонатных пород нижней стратиграфической зоны апта. Сложнее объяснить происхождение галек внутриформационных конгломератов. Не исключено, что они были принесены реками, стекавшими с близлежащих островных поднятий. Однако часть галек, по-видимому, представляла собой обломки известковых конкреций, возникших в терригенных осадках на стадии диагенеза. Последующий почти непрерывный размыв этих отложений приводил к выносу терригенных частиц, к конденсации и раздроблению конкреций, к сортировке и окатыванию обломков. Подобные конгломераты из конкреционной гальки, представляющие собой горизонты конденсации, не представляют большой редкости. Как пример, можно привести нахождение их в нижне-, среднеюрских отложениях Дагестана (Фролов, 1965).

Остальные осадки рассматриваемой группы, судя по их выдержанности в пространстве, видимо, формировались на подводных плато, представлявших обширные поднятия морского дна с относительно выровненной вершинной поверхностью. В отдельные отрезки времени «*Deshayesites deshayesi*» почти на всей рассматриваемой территории происходило накопление ракушечников, сложенных раковинами крупных фораминифер — орбиталин. Образование орбиталиновых ракушечников на территории Копетдага, приуроченное к этапу обмеления древнего бассейна, свидетельствует о перемещении располагавшихся на территории Северо-Восточного Ирана раковинных полей далеко на север. Хорошая сортировка раковин орбиталин, остатки крупных двустворок, разрозненные гальки говорят о том, что формирование орбиталиновых ракушечников шло в условиях сильного мелководья, под активным воздействием режима волнения, а, возможно, и вдольбереговых течений.

Интенсивный привнос терригенного материала и осаждение его в сублиторальной зоне шельфа приводили к возникновению песчаных и крупноалевритовых осадков с массивными текстурами и отдельными ходами червей — илоедов. Отложения этого типа в апт-альбское время были широко развиты; они особенно характерны для среднеаптского, средне- и позднеальбского этапов. Возможно, что к этому типу относились и осадки, выраженные в настоящее время крупнозернистыми алевролитами (A2) с умеренно тонкой и средней слоистостью. В мелководных участках моря иногда формировались песчаные гряды. Захоронение последних привело к образованию косослойчатых песчаников, обнаруженных в Центральном Копетдаге в основании зоны *Mantelliceras martimpreyi* нижнего сеномана.

Как уже отмечалось, в отдельные отрезки аптского века количество терригенного материала, поступающего на Копетдагский участок моря, резко уменьшалось. В этих случаях на мелководье начиналось формирование оолитовых отложений. В осадках преобладает горизонтальная слоистость; косослойчатые текстуры и знаки ряби наблюдаются сравнительно редко. Важно отметить, что полного прекращения приноса обломочного материала не происходило, поскольку все рассматриваемые оолитовые накопления характеризуются наличием постоянной песчано-алевритовой примеси.

С оолитовыми отложениями ассоциируют органогенно-детритовые осадки, в которых обычно наблюдается примесь оолитов и терригенных частиц. Образование этих осадков также происходило под воздействием активного волнения, но на несколько больших глубинах.

Активное прогибание территории Копетдагской геосинклинали в аптский и альбский века обусловило возникновение относительно глубоководных морских впадин. Среди формировавшихся в этих впадинах

осадков выделяются накопления склонов и центральных разввинных участков. Отложения пологих склонов (на крутых участках морского дна осадки, как известно, не задерживаются и обычно отсутствуют) представлены алевроитово-глинистыми известковыми образованиями. Для них характерна горизонтальная слоистость, наличие глинистого, алевроитового, а иногда и песчаного материала, редких оолитов и органо-генных обломков. В настоящее время этим осадкам отвечают известко-вистые алевролиты (А4) зоны *Deshayesites weissii*, мергели (М1, М2) и известняки (ИА) с кластогенной примесью, приуроченные главным образом к зоне *Epicheloniceras subnodosocostatum*.

Таблица 12

Систематика осадков апт-альбского времени и условия их накопления

| Группа осадков | Тип осадка и особенности его формирования | Породы, отвечающие тому или иному типу осадка |
|---------------------------------|---|---|
| Осадки подводных возвышенностей | 1. Устричные ракушечники, сформировавшиеся при ослабленном приносе обломочного материала и, возможно, частичном опреснении морских вод | Известняки (ИБ1) |
| | 2. Фосфоритовые галечники, образовавшиеся на отмелях в результате чередования режима отложения и размыва, конденсации грубого материала и выноса мелких частиц | Фосфориты |
| | 3. Мергельно-известняковые галечники, сформировавшиеся при почти непрерывном размыве нижележащих отложений (горизонты конденсации) или за счет принесенных реками галек | Конгломераты |
| | 4. Орбитолиновые ракушечники зоны активного волнового режима и, возможно, вдольбереговых течений | Известняки (ИБ2) |
| | 5. Песчаные и крупноалевритовые осадки, накопившиеся в зоне волнения или в относительно спокойных гидродинамических условиях | Песчаники (П2, П3), хлидолиты (Х1), алевролиты (А1, частично А2) |
| | 6. Оолитовые накопления, сформировавшиеся в зоне волнения при ослабленном приносе обломочного материала | Известняки (ИО) |
| | 7. Органогенно-детритовые отложения средней части шельфа | Известняки (ИД) |
| Осадки морских впадин | 1. Алевроитово-глинистые известковые осадки, сформировавшиеся на пологих склонах впадин | Известкоистые алевролиты (А4), мергели (М1, М2), часть известняков (ИА) |
| | 2. Мелкоалевритовые и глинистые осадки, накопившиеся на ровных участках дна впадин при отсутствии волновых движений вод и донных течений | Алевролиты (А2, А4), аргиллиты (Г1, Г2), хлидолиты (Х2) |
| | 3. Глинисто-карбонатные осадки, образовавшиеся в центральных частях впадин при ограниченном приносе терригенного материала, при отсутствии волнения и донных течений | Мергели (М2), известняки (ИА, возможно ИК) |
| | 4. Мелкоалевритовые осадки, сформированные донными течениями | Алевролиты (А3) |

В центральных частях впадин отлагались наиболее монотонные осадки. Образование их происходило в застойных условиях, при отсутствии волновых движений вод. Наиболее широко были развиты мелко-алевритово-глинистые осадки, приобретающие доминирующее значение в позднетрансгрессивные этапы развития бассейна. Этому же типу осадков, видимо, отвечают и отложения средней флишовой части зоны

Deshayesites deshayesi. Конкретные условия возникновения последних трудновосстановимы. Проблема происхождения флиша, как известно, остается в значительной степени нерешенной. Ясно, однако, что при возникновении алевролитов аптского флишеидного горизонта Копетдага деятельность суспензионных потоков не играла большой роли, поскольку градиционная слоистость для них не является характерной.

Уже отмечалось, что в самом начале аптского века, во время «*Deshayesites weissii*» принос терригенного материала на большей части рассматриваемой территории Копетдага был сравнительно незначительным. Это обусловило формирование на дне подводных впадин глинисто-известковых отложений. Накопление их, по-видимому, происходило в спокойных гидродинамических условиях, при отсутствии режима волнения и донных течений. Указанным отложениям в настоящее время отвечают мергели (М2), известняки (ИА). Маломощные прослои известняков (ИК), возможно, также представляли собой отложения этого типа.

В отдельные отрезки времени в относительно глубоководные части впадин проникали донные течения, приведшие к накоплению незначительных по мощности косослойчатых мелкоалевритовых осадков. Не исключено, что сходный генезис имеют и маломощные мелкозернистые алевролиты (А1) со знаками ряби течений и механоглифами. Следует заметить, что образования такого типа в рассматриваемых отложениях встречаются очень редко. Это, видимо, объясняется тем, что для их возникновения необходимы совершенно определенные гидродинамические условия. Как указывает Л. Н. Ботвинкина (1962), подобные течения должны быть достаточно сильными и быстрыми, чтобы передвигать по дну наносы, но недостаточно интенсивными, ибо тогда будет происходить размыв дна.

Таким образом, осадки, формировавшиеся на рассматриваемом участке апт-альбского моря, были достаточно разнообразными как по вещественному составу, так и по генетическим особенностям. Можно предполагать, что образование большинства осадков происходило в окислительных или слабоокислительных условиях. В восстановительной обстановке, видимо, накапливались осадки относительно глубоководных впадин, да и то только такие, которые откладывались в условиях заишья. Приведенные данные суммированы в табл. 12.

О цикличности осадконакопления. Циклическое строение разреза, описанное в главе IV, свидетельствует о том, что на каждом конкретном участке рассматриваемой территории обстановки осадкообразования изменялись периодически. Это определялось внешними факторами, прежде всего тектоническими движениями. В результате длительных колебательных движений в отдельные периоды на рассматриваемой территории устанавливались характерные и более или менее выдержанные во времени условия накопления отложений. Например, преимущественно мелководные условия существовали здесь в среднем апте — начале позднего апта. Затем наступила фаза интенсивного погружения территории, которая в начале среднего альба вновь сменилась общим обмелением моря. Выделяющиеся в разрезе апт-альбской толщи две макроциклотемы являются результатом циклического повторения условий осадконакопления, выдержанных в целом для достаточно крупных отрезков времени. Следовательно, можно говорить о двух длительных циклах (макроциклах) осадконакопления, каждый из которых должен рассматриваться как отдельный этап развития данной территории. Продолжительность каждого этапа составляет, по-видимому, не менее нескольких миллионов лет. Важно подчеркнуть, что начало и конец этих двух крупных этапов развития территории Копетдага не совпадает во времени с границами аптского и альбского веков.

На фоне длительных и направленных изменений условий осадконакопления наблюдаются и более кратковременные, также имеющие

циклический характер. Продолжительность подобных сравнительно кратковременных циклов, выделяемых как мезоциклы, вероятно, колебалась от 50 до 500 тысяч лет (Хаин, 1964).

Уже отмечалось, что возникновение мезоциклов определяется колебательными тектоническими движениями. Естественно, что в столь обширном бассейне, каким являлось рассматриваемое апт-альбское море Тетиса, образование мезоциклов на территории Копетдага в подавляющем большинстве случаев было связано с колебаниями дна бассейна. Воздымание или опускание дна приводило к изменению условий осадконакопления и захоронению отложений одного типа другими. Изменение условий осадконакопления в течение одного цикла происходило обычно сравнительно плавно. Циклы, приведшие к образованию нормальных мезоциклом, характеризовались в начале осадчением мелководных отложений, которые затем перекрывались более глубоководными. В качестве примера можно привести мезоциклы времени «*Dufrenoyia furcata*» и «*Ericheloniceras subnodosocostatum*», когда образование оолитовых, органогенно-детритовых накоплений мелководной части шельфа сменялось осадчением более глубоководных известково-глинистых и карбонатных отложений.

Однако такая цикличность осадконакопления на территории Копетдага для рассматриваемого времени была мало характерна. Преобладание в разрезе толщи «перевернутых» мезоциклом вполне определенно указывает на то, что большинство циклов апт-альбского осадконакопления начиналось с резкого и устойчивого погружения территории, наступавшего после периодов относительного мелководья и приводившего к возникновению сравнительно глубоководных ландшафтов. В дальнейшем погружение территории постепенно замедлялось, а, возможно, даже сменялось ее поднятием. Условия осадконакопления в эти периоды становились более мелководными; отложения обеднялись глинистым материалом и характеризовались большей крупнозернистостью и известковистостью. Для иллюстрации обратимся к условиям осадконакопления, имевшим место на территории северного борта Скобелевской синклинали в течение последнего мезоцикла времени «*Stoliczkaia dispar*». В начале цикла здесь существовали относительно глубоководные условия и отлагались мелкозернистые алевроиты с примесью глинистых частиц. Затем началось образование крупнозернистых алевроитов, которое в конце цикла сменилось накоплением мелководных грядовых песчаных отложений.

В отдельные моменты аптского и альбского веков процессы седиментогенеза приобретали цикличность еще более низкого порядка — микроцикличность. Изменения условий образования осадков в течение каждого микроцикла были незначительными. По-видимому, сравнительно непродолжительной была и длительность подобных циклов. Согласно Н. Б. Вассоевичу (1961), В. Е. Хаину (1964) и В. И. Марченко (1967), она может быть ориентировочно оценена в несколько тысяч лет.

Таковы основные черты цикличности апт-альбского осадконакопления на территории Центрального и Восточного Копетдага. Отметим, что развитие морского бассейна Запада Средней Азии на протяжении мелового периода вписывается в единый трансгрессивно-регрессивный мегацикл. Трансгрессия бассейна, наступившая в начале периода, длилась вплоть до туронского века. В аптский и альбский века морской бассейн продолжал трансгрессировать, а территория Запада Средней Азии — опускаться. В это время в геосинклинальной области погружение было особенно значительным. В дальнейшем трансгрессия сменилась стадией стабилизации, а затем — регрессии бассейна, завершившей меловой мегацикл. В этой связи приуроченность «перевернутых» циклом к отло-

жениям, накопившимся в трансгрессивный этап развития древнего бассейна, является закономерным.

История геологического развития территории. Море, в котором происходило накопление аптских и альбских отложений, существовало на рассматриваемой территории и раньше. В. И. Марченко, Т. Н. Богданова и С. В. Лобачева (Марченко, 1962; Богданова, Лобачева, 1966), детально изучившие валанжин-барремские образования Копетдага, пришли к выводу, что эти отложения формировались в морских условиях при длительном, почти непрерывном погружении рассматриваемого участка геосинклинали.

Вопрос о происхождении верхнебарремских отложений имеет для нас принципиальное значение, поскольку породы, слагающие зону *Deshayesites weissii* нижнего апта (особенно фация мергелей и глинистых известняков), сходны с ними как литологически, так и генетически. В. И. Марченко (1962) считает, что в позднебарремское время на территории Копетдага существовали две области осадконакопления — эпибатинальная или батинальная (в северо-западной части Западного Копетдага), и глубоководная халистатическая с глубинами порядка 2000—3000 м, простиравшаяся от восточных районов Западного Копетдага до Восточного Копетдага включительно. Он далее пишет, что «...выделение глубоководных отложений, представляющее большие затруднения, должно быть достаточно обоснованным» (там же, стр. 198) и приводит ряд наблюдений и логических рассуждений. Однако нужно отметить два момента, упущенных В. И. Марченко. Первый из них — большая мощность глинисто-известковых и мергельных отложений, накопившихся в течение позднего баррема. В северо-западной части Западного Копетдага она достигает приблизительно 190 м, а в центральных и восточных районах Копетдага — 100—120 (Марченко, 1962). Второй момент заключается в следующем. Породы зоны *Deshayesites weissii*, имеющие, как уже замечалось, генетическое родство с верхнебарремскими отложениями, в начале времени «*Deshayesites deshayesi*» подверглись размыву. Региональный характер размыва и особенности его проявления (фосфоритовые гальки, норки моллюсков-камнеточцев в известковых гальках, битые, полуокатанные обломки раковин и их беспорядочная ориентировка в породе) отрицают всякую возможность происхождения этого явления за счет подводных течений. Оно могло произойти лишь при активной волновой гидродинамике на глубинах не более первых десятков метров. Следовательно, приняв тезис о глубоководном происхождении верхнебарремских и нижнеаптских глинисто-карбонатных отложений, нужно допустить почти «моментальный» подъем рассматриваемой территории на 2000—3000 м от абиссальных глубин до зоны мелководья. Подобное поднятие территории Копетдага в меловой период вряд ли было возможным. Учитывая сказанное, автор не может согласиться с мнением В. И. Марченко (1962) о возникновении верхнебарремских отложений на абиссальных глубинах. Думается, что по комплексу признаков происхождение глинисто-известковых отложений верхнего баррема и зоны *Deshayesites weissii* следует связывать с подводными впадинами с выровненным рельефом и глубинами не более первых сотен метров.

Начиная со времени «*Deshayesites weissii*», то есть с раннеаптского этапа, северо-западные области Копетдага оказались приподнятыми. Частично воздымание сказалось и на рассматриваемой территории, поскольку формирование фации известковистых алевролитов, видимо, происходило на склонах морской впадины. Остальные районы Копетдага и Горного Бадхыза, как и в позднебарремское время, представляли собой равнинные относительно глубоководные участки этой впадины.

После кратковременного поднятия и обмеления в начале времени «*Deshayesites deshayesi*» на изучаемой территории вновь установились ландшафты подводной впадины. Резко усилился принос терригенного ма-

териала, начавшийся в северо-западных районах Центрального Копетдага несколько ранее. Рельеф впадины уже не был столь выровненным, как в предшествующее время. Конец времени «*Deshayesites deshayesi*» ознаменовался обмелением моря. В районах Центрального Копетдага возникло обширное подводное плато, на котором формировались алевритово-глинистые осадки с прослоями орбитолиновых ракушечников. Территория Восточного Копетдага, видимо, представляла пологий склон впадины, центральная часть которой располагалась в пределах Горного Бадхыза и прилежащих областей.

Во время «*Dufrenoyia furcata*» обмеление моря усилилось. Отлагались песчано-алевритовые, оолитовые и органогенно-детритовые осадки. Тем не менее основные детали ландшафта, сформированные в конце времени «*Deshayesites deshayesi*», видимо, оставались неизменными.

Процесс обмеления бассейна продолжался и во время «*Epiclilonicegas subnodosocostatum*» среднего апта. Принос обломочного материала был сравнительно незначительным. Образование отложений обычно происходило в зоне волнения, что способствовало осаждению оолитовых и органогенно-детритовых накоплений. Часто возникали отмели и банки, на которых формировались устричные ракушечники.

С наступлением времени «*Parahoplites melchioris*» началась вторая, наиболее мощная и длительная трансгрессия апт-альбского моря. Принос в бассейн терригенного материала резко усилился, что вызвало накопление преимущественно песчаных и алевритовых отложений сублиторали. Фации зоны *Parahoplites melchioris* Западного Копетдага и рассматриваемой территории свидетельствуют о незначительной тектонической дифференциации Копетдагской геосинклинали, приведшей к возникновению в средней части последней (между меридианами ст. Бами и ст. Безмени) обширного мелководья с крупноалевритовыми осадками. В соседних районах, как на западе, так и на востоке, осадконакопление также происходило в условиях подводного плато, но на сравнительно больших глубинах.

Трансгрессия развивалась во время «*Acanthohoplites prodromus*», «*Acanthohoplites polani*» и достигла своего максимума в первой половине времени «*Huracanthoplites jacobii*». Углубление моря привело к тому, что на рассматриваемой территории преобладал ландшафт равнинной подводной впадины с присущими ей мелкоалевритово-глинистыми осадками. Во время «*Acanthohoplites prodromus*» подобный ландшафт существовал в Гяурсдаге и Восточном Копетдаге. В западных районах Центрального Копетдага в это время располагался обширный пологий склон впадины. В дальнейшем, во время «*Acanthohoplites polani*» и «*Huracanthoplites jacobii*» позднего апта условия относительно глубоководной впадины установились на всей рассматриваемой территории.

Во второй половине времени «*Huracanthoplites jacobii*» море начало постепенно мелеть. Это явление продолжалось и во время «*Leymeriella tardefurcata*», которое ознаменовалось тектонической дифференциацией отдельных участков Копетдага и активизацией региона в целом. Отложения этого времени формировались не только в условиях впадин, но и на подводной возвышенности. Последняя, по-видимому, существовала на территории Гяурсдага и юго-восточной части Центрального Копетдага.

Процесс обмеления моря и тектоническая активизация рассматриваемой территории усилились с наступлением времени «*Douvilleiceras mammillatum*». Особенного размаха они достигли во время «*Hoplites dentatus*» и позже, когда осадконакопление происходило преимущественно на мелководных участках в зоне действия волн. Значительное поднятие (но не осушение!) территории, имевшее место во время «*Hoplites dentatus*» или «*Anahoplites intermedius*», привело к частичному или полному размыву нижележащих отложений, накопившихся в течение време-

ни «*Douvilleiceras mammillatum*». В дальнейшем приподнятым оставался лишь район Гяурсдагской антиклинали, где периодически возникал режим отмелей или банок и формировались фосфоритовые галечники. На остальной территории начались нисходящие движения, компенсированные образованием преимущественно песчано-алевритовых отложений сублиторали. В целом вплоть до начала времени «*Stoliczkaia dispar*» осадконакопление происходило на мелководье.

С наступлением времени «*Stoliczkaia dispar*» произошло повсеместное углубление бассейна. Наибольшие его глубины установились в районе Гяурсдага и Арвазской синклинали. В самом конце альбского века на территории Центрального Копетдага и Гяурсдага вновь возникла обширная подводная возвышенность, в то время как районы Восточного Копетдага продолжали оставаться пониженными. Аналогичные условия трансгрессирующего моря были свойственны и раннесеноманскому этапу геологического развития изучаемой территории.

Диагенетические, катагенетические и гипергенные изменения в отложениях

После своего накопления аптские и альбские осадки подверглись сложным физико-механическим и физико-химическим изменениям. Изучение их представляется чрезвычайно интересным и требует специальных исследований; в данном разделе дается лишь общая схема постседиментогенных процессов, происходивших в рассматриваемых отложениях. Стадиальный анализ пород затрудняется многообразием способов образования и полистадийностью некоторых аутигенных минералов (Логвиненко, 1968). Детальный критический обзор существующих точек зрения по этому вопросу дал А. Г. Бабаев (1959, 1962).

Большая скорость осадконакопления в апт-альбское время вызывала сравнительно быстрое перекрытие одних слоев осадка другими и обусловила относительную кратковременность окислительных диагенетических процессов. Это, несомненно, явилось одной из причин небольшого содержания в отложениях рассеянных гидроокислов железа и аутигенного барита. Здесь же, в окислительных условиях, появились глауконит и коллофан. Устойчивая восстановительная среда приводила к образованию сидерита и пирита. Обычно этих минералов много в отложениях глубоководных впадин, в то время как в осадках подводных возвышенностей их содержание невелико. Можно предполагать, что в первом случае сидерит и пирит имеют как ранне- так и позднедиагенетическое происхождение, а во втором — лишь позднедиагенетическое. Аутигенные опал и халцедон в рассматриваемых отложениях чрезвычайно редки, что объясняется, согласно воззрениям Н. М. Страхова (1962), теплыми палеоклиматическими условиями.

Неравномерность физико-химических условий в осадках и процессы их обезвоживания приводят к перераспределению веществ и конкрециеобразованию (Страхов, 1962; Копелиович, 1965). В изучаемых отложениях наиболее внушительным было карбонатное конкрециеобразование. Возникновение и рост фосфатных конкреций происходили лишь при наличии специфических условий, важнейшими из которых являлись относительная обогащенность осадка коллофаном и чередование режима накопления и последующего размыва отложений. В осадках образовывались и железистые конкреции, однако в целом этот процесс был незначителен. Одновременно с конкрециеобразованием, вероятно, на его самых поздних стадиях, формировались фунтиковые текстуры, поскольку последние всегда приурочены к внешним частям конкреционных тел. Возникновение конкреционных образований и затверждение осадков, по-видимому, завершали стадию диагенеза.

Устойчивое опускание рассматриваемой территории и почти непре-

рывное осадконакопление вплоть до начала раннего миоцена (районы передовой складчатой зоны Западного и Центрального Копетдага) или среднего плиоцена (Восточно-Копетдагская тектоническая зона, включающая и Гяурсдаг) вызвали погружение апт-альбских пород на значительные глубины. Общая продолжительность этого этапа, согласно шкале абсолютного времени Международной комиссии по геохронологии за 1966 г. («Vergleichende Tabelle...», 1967), приблизительно равнялась 80 миллионам лет. Погружение изучаемых отложений определило ход их катагенетических преобразований. Об интенсивности основных факторов катагенеза — температуры и давления — говорят следующие ориентировочные показатели (табл. 13).

При расчете температур в недрах был использован геотермический градиент $2,8^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (Борзасеков, 1968), а при вычислении геостатического давления — значения плотности пород, приводимые И. Х. Юдбовским (1963).

Таблица 13

Некоторые показатели степени катагенеза верхнеаптских и нижнеальбских отложений во время их максимального погружения

| Геологические параметры | Структурные области Копетдага | |
|--|-------------------------------|----------------------|
| | Центральный | Гяурский и Восточный |
| Глубина погружения, м | 2100—2900 | 2700—3100 |
| Температура, $^{\circ}\text{C}$ | 70—90 | 80—90 |
| Геостатическое давление в $\text{кг}/\text{см}^2$ при глубине древнего водного бассейна до 200 м | 540—630 | 730—740 |

Сравнение полученных величин с данными, приводимыми Н. Б. Вассоевичем и другими исследователями (Вассоевич, 1962; Вассоевич, Высоцкий и др., 1967), показывает, что апт-альбские отложения центральных и восточных районов Копетдага достигли зоны мезокатагенеза. Можно предполагать, что стадия их литогенеза отвечает этапу длиннопламенных углей.

Изучение минерального состава пород свидетельствует о том, что рассматриваемые отложения, по-видимому, находились в зоне хлоритового цемента (по градации А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова). Определеннее всего это устанавливается для нижних частей аптского яруса, где содержание хлорита в цементе становится достаточно большим и улавливается рентгеноструктурным анализом. Однако вторичные хлориты наблюдаются и в более молодых частях аптского и альбского ярусов. Регенерация кварца незначительная. Из прочих особенностей для терригенных пород характерны: а) аргиллитизация, глин; б) гидратация, хлоритизация и частичная аморфизация биотита; в) гидратация мусковита; г) интенсивная коррозия кальцитом полевошпатовых и кварцевых обломков; д) возникновение аутигенных кристаллов анатаза и брукита; е) появление «черепитчатой» поверхности у гранатов. В карбонатных породах катагенетические изменения диагностируются с трудом. К ним, по-видимому, следует отнести перекристаллизацию известняков в некоторых маломощных прослоях и возникновение редких микростилолитов в оолитовых известняках (табл. IV, 2).

Сцементированность обломочных пород глинистым или карбонатным материалом, видимо, затрудняла переупаковку и уплотнение песчано-алевритовых зерен. В породах с базальным карбонатным цементом нередко встречаются свободные зерна без контактов. Однако значительно чаще наблюдаются тангенциальные (точечные) и удлинённые контакты. Менее характерны конформные и инкорпорационные контакты обломочных частиц (табл. III, 2).

Частота встречаемости последних двух типов контактов особенно велика в северо-западных разрезах Центрального Копетдага, где породам свойственно наибольшее уплотнение. И. Х. Юдборовский (1963) отмечает, что в этих районах Копетдага плотность пород апт-сеноманского комплекса максимальная. Подобная же закономерность была установлена М. Ш. Ташлиевым и А. И. Скубом в отношении открытой пористости пород (Ташлиев, 1968 в; Скуб, Ташлиев, 1969). Таблица 13 показывает, что катагенетические воздействия на апт-альбские породы названных разрезов во время их максимального попружения не были более интенсивными, чем в разрезах Гяурсдага и Восточного Копетдага. Следовательно, указанные явления возникли позже, при горообразовании, поскольку именно этой части Копетдага, Арчман-Нухурскому складчатому узлу, были свойственны максимальные тектонические напряжения и интенсивный динамометаморфизм.

Нахождение рассматриваемых отложений на дневной поверхности вызвало в них целый ряд дальнейших изменений. Важнейшими из них являются появление минеральных новообразований, уже описанных в главе III в разделе «Гипергенные новообразования», частичное окисление реакционноспособных компонентов рассеянного органического вещества и возникновение вторичных гуминовых кислот.

ГЛАВА VI

К ПРОБЛЕМЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ АПТСКИХ И АЛЬБСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРЕДКОПЕТДАГСКОГО ПРОГИБА

Основы современного районирования Туркменистана на нефтегазоносные бассейны были заложены И. О. Бродом (1960, 1964, 1965) и развивались затем Ю. Н. Годиным, Г. Х. Дикенштейном, В. В. Семеновичем, К. Н. Кравченко, П. Н. Куприным, Р. Е. Айзбергом, А. Г. Блискавкой, Г. А. Габриэлянцем и др. (Годин и др., 1960; Айзберг и др., 1964; Куприн, 1968). Согласно этому районированию на территории Туркменистана (и, частично, сопредельных республик) выделяются Южно-Каспийский и Каракумский нефтегазоносные бассейны. Западные районы Копетдага являются окраиной Южно-Каспийского межгорного нефтегазоносного бассейна. Передовой хребет Западного Копетдага, Центральный и Восточный Копетдаг входят в горное обрамление Каракумского нефтегазоносного бассейна. Последний относится к категории предгорных бассейнов, имеет гетерогенное строение и разделяется на ряд областей с установленной или возможной нефтегазоносностью. Земли, прилегающие к рассматриваемой территории Копетдага непосредственно с севера, относятся к Прикопетдагской перспективно-нефтегазональной области, которая соответствует внутреннему складчатому борту краевого прогиба. Еще севернее располагается Южно-Каракумская возможно нефтегазоносная область, включающая внешний платформенный борт Предкопетдагского прогиба и глубоко погруженные части Туранской плиты (Годин и др., 1960; Брод и др., 1965).

Относительно слабая разбуренность глубоких горизонтов Предкопетдагского краевого прогиба затрудняет районирование последних двух возможно нефтегазоносных областей. К настоящему времени здесь выявлены фактически лишь два возможно нефтегазоносных района, приуроченные к предгорьям Западного и Восточного Копетдага (Вальбе, 1967; Вальбе и др., 1960; Николенко, 1960, 1969; Куприн, Архипов, 1963; Архипов, 1966; Скуб, 1969).

Обнаженность апт-альбских отложений горной части центральных и восточных районов Копетдага исключает возможность нахождения в них скоплений нефти и газа. Однако присутствие последних в аптских и альбских отложениях Прикопетдагской и Южно-Каракумской перспективно-нефтегазоносных областей вполне вероятно, о чем свидетельствует целый ряд геологических предпосылок.

Прямые признаки нефтегазоносности. Накопление аптских и альбских отложений в едином морском бассейне, покрывавшем почти весь Запад Средней Азии, определило выдержанность их основных литолого-фациальных особенностей на большой территории. Поэтому при установлении перспектив нефтегазоносности этих отложений в пределах Предкопетдагского прогиба вполне правомочно сопоставить

их с соседними нефтегазоносными областями, где апт-альбские образования залегают сравнительно глубоко и в которых выявлены месторождения нефти и газа. В прилегающей с севера Центрально-Каракумской области, на месторождении Зеагли—Дарваза, в аптских отложениях обнаружены 10 промышленно газоносных пластов; а в альбских — 6. Абсолютно свободные дебиты достигают 400—500 тыс. м³/сутки (Габриэлянц, 1965). Поисковые работы на южных антиклинальных складках Зеагли-Дарвазинского поднятия привели к получению из аптских отложений промышленных притоков газа с конденсатом, абсолютно свободный дебит которого составляет 200—400 тыс. м³/сутки (Кубасов, Рубан, 1968). В Бухаро-Хивинской нефтегазоносной области к апт-альбским образованиям приурочены три регионально выдержанных горизонта с абсолютно свободным дебитом газа или газоконденсата до 1,5—2,6 млн. м³/сутки (Бабаев и др., 1963; Дикенштейн и др., 1965). В этой же нефтегазоносной области в аптских отложениях Кошабулакского месторождения найдена нефть. Природный газ и нефть получены из аптских и альбских отложений южного обрамления Мургабской нефтегазоносной области, в пределах Северного Афганистана. В открытых на этой территории газовых месторождениях четыре промышленно газоносных пласта наблюдаются в аптских и альбских отложениях. В Анготском месторождении в среднеальбских известняках и песчаниках обнаружена нефть, первоначальный дебит которой достигал 20 м³/сутки (Браташ и др., 1967). Следовательно, вырисовывается региональная газоносность, а в отдельных районах и нефтеносность апт-альбских отложений.

О возможности нахождения нефти и газа в аптских и альбских образованиях Предкопетдагского прогиба, вероятно, говорит и получение в предгорьях Западного Копетдага притоков метанового газа из скважин № 22 и 13 (Куприн, Архипов, 1963; Блискавка и др., 1968; Ходжадов, 1968). Эти газопроявления наблюдались при разбуривании верхнемеловых карбонатных отложений зоны Беурме-Кизыларватского разрывного нарушения. Поскольку в скважинах, вскрывших разновозрастные отложения соседних районов, нефтегазопроявления не обнаружены, видимо, можно считать, что отмеченные притоки газа поступали в скважины № 13 и 22 по разрывному нарушению из терригенного апт-туронского комплекса (Блискавка и др., 1968). В поисковых скважинах № 1 и 2, также пробуренных на Бами-Коджинской площади, был получен приток хлоридно-кальциевых вод с большим количеством растворенного газа, преимущественно метана (Карташев, 1969). Подтверждением нефтегазоносности рассматриваемых отложений, по-видимому, могут служить и притоки метанового газа из сеноманских песчаников в скважине, пробуренной в пределах Зиракевской антиклинали (Блискавка и др., 1968). Следует отметить также, что в 1963 г. из нижнеаптских отложений Сансызской антиклинали были получены воды с обильной нефтяной пленкой (Езиашвили, 1968).

Литолого-фациальные предпосылки нефтегазоносности. Меловые отложения юга Туркменистана, как уже говорилось, делятся на три крупных литолого-стратиграфических комплекса — карбонатный, терригенный и терригенно-карбонатный. Аптские и альбские образования составляют основную нижнюю часть терригенного комплекса. Кроме них, к этому комплексу относятся сеноманские и, частично, туронские отложения. Основанием для выделения комплекса является резкое преобладание в его разрезе терригенных пород, главным образом алевролитов, песчаников и аргиллитов. Карбонатные породы, характеризующиеся значительной примесью терригенного материала, имеют сугубо подчиненное значение и встречаются лишь в нижнем и среднем апте. Как нижняя, так и верхняя границы комплекса стратиграфически непостоянны. От западных районов Копетдага к восточным его областям

нижняя граница комплекса постепенно смещается вверх по разрезу от основания нижнего апта к основанию зоны *Drshayesites deshayesi*. Такое же «скольжение» испытывает верхняя граница комплекса. Если в Западном и Центральном Копетдаге она почти всегда приурочена к кровле нижнего турона, то в Восточном Копетдаге и Горном Бадхызе граница комплекса находится стратиграфически выше — в верхней части верхнего турона. Общая мощность комплекса в Западном Копетдаге колеблется от 1800 до 3000 м, а в Центральном — от 2500 до 2200 м (Атабекян, Лихачева, 1961; Калупин и др., 1964; Луппов и др., 1960; Скуб, 1969; Урманова, Ташлиев, 1967 а, б). В Гяурсдаге и Восточном Копетдаге она составляет около 1200 м, а в Горном Бадхызе — 570 м. Таким образом, максимальная мощность терригенного комплекса наблюдается в юго-восточных районах Западного Копетдага. К западу и востоку от этой области мощность комплекса уменьшается. То же самое отмечается и в северном направлении (рис. 36). По данным Г. А. Габриэлянца и В. Т. Кривошеева (1966), М. М. Фартукова, Г. И. Чирва, А. П. Щавелевой (1966) и других исследователей, мощность терригенного комплекса на внешнем борту Предкопетдагского прогиба и в сопредельных районах Туранской плиты следующая: Кызыларватский выступ — 1040 м, район пос. Бахардок — 880 м, антиклиналь Сансыз — 970 м, антиклиналь Казы — 910 м, антиклиналь Модар — 900 м, поднятие Ербент — 930 м, район г. Мары (Еланская антиклиналь) — 1240 м.

В субмеридиональном направлении от Копетдага к внешнему борту краевого прогиба в отложениях комплекса наблюдается выклинивание некоторых литологических пачек, размыв и стратиграфическое экранирование отдельных горизонтов. Большее количество выклинивающихся пачек, вероятно, присуще аптскому ярусу, поскольку мощность последнего по сравнению с остальными ярусами сокращается к северу наиболее значительно. Особенно интенсивное уменьшение мощностей, по-видимому, происходит на территории внутреннего борта и приосевой зоны прогиба. К северу от Предкопетдагского прогиба, вплоть до Центрально-Каракумского свода они сокращаются незначительно, а мощность туронского яруса даже возрастает. Стратиграфическое экранирование, должно быть, наблюдается в верхних частях нижнего сеномана и в толще верхнесеноманских и туронских отложений. Основанием для такого вывода является наличие крупных стратиграфических перерывов и размывов, выявленных в основании турона, коньяка, нижнего и верхнего сантона (Фартуков, Чирва, Щавелева, 1966). В отдельных пачках алевролиты замещаются песчаниками; ярче всего это проявляется в аптских отложениях.

Прослеживание фациальных изменений рассматриваемых отложений на территории внешнего борта прогиба и южного склона Туранской плиты в субширотном направлении показывает, что с северо-запада на юго-восток происходит постепенное замещение песчано-алевритовых пород алевритово-глинистыми (рис. 36). Тем самым наблюдается совпадение с главной фациальной изменчивостью апт-альбской толщи центральных и восточных районов Копетдага. Видимо, можно предполагать, что подобная изменчивость присуща для аптских и альбских отложений Ашхабадской и Каахкинской впадин в целом.

Абсолютно все породы, слагающие терригенный апт-туронский комплекс, имеют субаквальное происхождение. Формирование их шло при преобладании режима устойчивого и длительного опускания территории. Эти факторы нефтегазообразования являются чрезвычайно важными (Хаин, 1954; Брод, Еременко, 1959; Бакиров и др., 1968) и, несомненно, способствовали возникновению в отложениях скоплений нефти и газа.

Рассеянное органическое вещество, условия его накопления и преобразования. Согласно теории осадочно-мигра-

ционного происхождения нефти и газа, которой придерживается автор, основным источником образования углеводородов является рассеянное в осадочных породах органическое вещество (Вассоевич, 1967; Вассоевич, Высоцкий и др., 1967 и др.). На протяжении длительного процесса возникновения и последующего изменения осадочных пород захороненное в них органическое вещество претерпевает не менее сложные и многообразные превращения, важнейшим из которых является новообразование углеводородов. Как пишет И. В. Высоцкий, «...процесс образования рассеянных углеводородов универсальный, обязательно сопровождающий субкавальную седиментацию и литогенез» (Высоцкий, 1965, стр. 31). И далее: «По своим масштабам этот процесс может быть приравнен к масштабу породообразования» (там же).

Одним из важных показателей нефтематеринских свойств пород является содержание рассеянного органического вещества (ОВ) в них. Пересчет содержания органического (вернее некарбонатного) углерода, получаемого в ходе анализа, на общее количество органического вещества связан с введением дополнительного коэффициента. Последний зависит от содержания углерода в элементном составе ОВ и определяется характером ОВ, степенью его преобразованности и другими причинами. Пересчетный коэффициент, применяемый разными исследователями, часто неоднозначен и колеблется от 1,22 до 1,54 и более. В последние годы в геохимических исследованиях чаще используется содержание некарбонатного углерода ($C_{нк}$), а не общее содержание ОВ.

Кларковые содержания $C_{нк}$ в осадочных породах, согласно

Таблица 14

Распределение некарбонатного углерода в аптских и альбских отложениях

| Породы | Характеристики выборок и параметры распределения, % | | | | Количество анализов |
|----------------------------------|---|------------|-----------|------|---------------------|
| | X_{\min} | X_{\max} | \bar{X} | S | |
| Центральный и Восточный Копетдаг | | | | | |
| Песчаники | 0,02 | 0,15 | 0,08 | 0,05 | 10 |
| Алевриты крупнозернистые | 0,02 | 0,26 | 0,10 | 0,06 | 23 |
| Алевриты мелкозернистые | 0,01 | 0,77 | 0,24 | 0,16 | 25 |
| Аргиллиты | 0,14 | 1,03 | 0,67 | 0,39 | 15 |
| Хлидолиты | 0,03 | 0,52 | 0,15 | 0,16 | 9 |
| Мергели и известняки | 0,11 | 0,52 | 0,20 | 0,13 | 14 |
| Бахардокская опорная скв. № 1 | | | | | |
| Песчаники | 0,10 | 0,45 | 0,23 | 0,14 | 8 |
| Алевриты | 0,02 | 1,42 | 0,28 | 0,17 | 30 |
| Аргиллиты | 0,30 | 1,22 | 0,67 | 0,33 | 15 |

Примечание: данные по Бахардокской опорной скв. № 1, так же как в табл. 16, рассчитаны по материалам УГ СМ Туркм. ССР.

Н. Б. Вассоевичу (1962), таковы: песчаники — 0,2%, алевриты — 0,4%, глинистые породы — 0,8%, карбонатные породы — 0,2%. Несколько иные кларки называют А. Б. Ронов и А. А. Ярошевский (1967): песчаники — 0,25%, глинистые породы — 0,78%, карбонатные породы — 0,35% (в геосинклинальных областях).

Распределение $C_{нк}$ в изучаемых породах представлено в табл. 14. Из таблицы видно, что наибольшие содержания $C_{нк}$ наблюдаются в аргиллитах. В песчано-алевритовых породах по сравнению с глинистыми

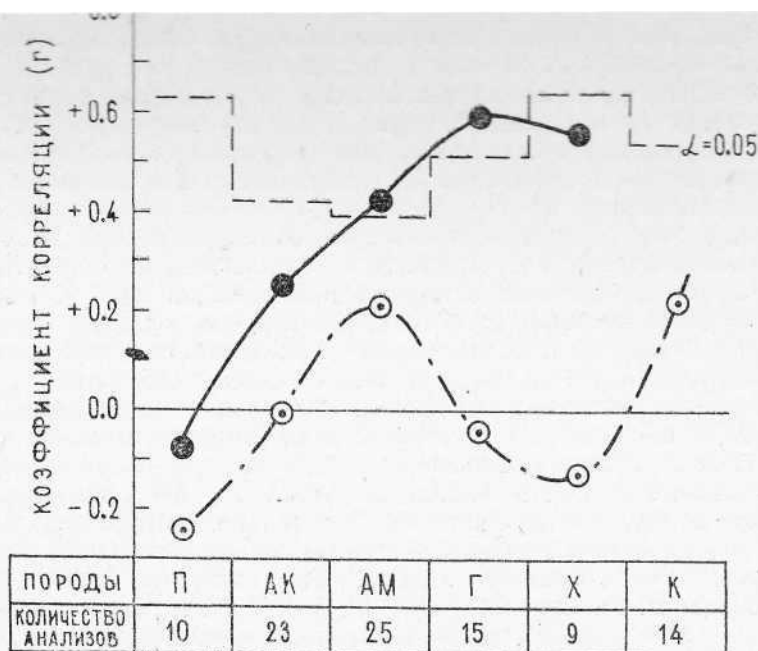
количество $C_{нк}$ понижено. Хорошо прослеживается постепенное падение содержания $C_{нк}$ в породах с увеличением размера обломочных зерен и уменьшением глинистости. Хлидолиты занимают промежуточное положение по содержанию $C_{нк}$, составляющему в среднем 0,15%. Приблизительно такое же содержание $C_{нк}$ и в мергелях и известняках. Сопоставление средних содержаний $C_{нк}$ в изучаемых породах с приведенными выше кларками показывает, что аптские и альбские отложения Центрального и Восточного Копетдага несколько обеднены органическим веществом.

Определения $C_{нк}$, выполненные на образцах пород, отобранных из обнажений, хорошо сопоставляются с аналогичными определениями, проведенными на керновом материале Бахардокской скв. № 1 экспедициями УГ СМ ТуркмССР. Наибольшее совпадение средних содержаний $C_{нк}$ наблюдается у глинистых пород; у алевролитов и особенно песчаников разброс цифр больше. В образцах песчано-алевритовых пород, отобранных из обнажений, содержание $C_{нк}$ ниже, чем в соответствующих породах из скважины. Это объясняется, видимо, тем, что песчано-алевритовые породы, как более пористые, испытывают в зоне гипергенеза большие изменения ОВ, связанные с потерей $C_{нк}$, чем аргиллиты.

Таким образом, содержание $C_{нк}$ убывает от глинистых пород к песчаным. Подобная закономерность, как выяснено работами А. Д. Архангельского, Н. Б. Вассоевича, Ю. Н. Петровой, К. Ф. Родионовой, А. Б. Ронина, Н. М. Страхова, Дж. М. Ханта (J. M. Hunt) и др., проявляется во всех морских осадочных толщах и свойственна сингенетичному ОВ. Это явление связывается с содержанием в породах глинистых частиц, которые адсорбировали и аккумулялировали ОВ (Андреев и др., 1955). В апт-альбских отложениях центральных и восточных районов Копетдага достоверная прямая связь между содержанием в породах $C_{нк}$ и глинистой фракции меньше 0,01 мм имеет место лишь в мелкозернистых алевролитах и аргиллитах (рис. 35). В крупнозернистых алевролитах и хлидолитах, где количество глинистых частиц понижено, связь недостоверная, а в песчаниках — полностью отсутствует. Видимо, в этих породах значение глинистости в обогащении их ОВ «заглушается» прочими факторами.

При изучении нефтематеринских свойств отложений наибольший интерес представляют глинистые породы. Аргиллиты рассматриваемой толщи, по сравнению с песчано-алевритовыми и карбонатными породами, характеризуются максимальными значениями среднеквадратического отклонения (S) содержания $C_{нк}$, то есть сравнительно низкой однородностью его распределения (табл. 14). Из обзора разрезов видно, что аргиллиты нижнего и среднего апта обеднены органическим веществом — содержание $C_{нк}$ в них всегда меньше 0,3—0,4%. В аргиллитах верхнего апта и нижнего альба содержание $C_{нк}$, как правило, выше 0,7%. В среднеальбском подъярусе аргиллиты отсутствуют. Аргиллиты верхнего альба обнаруживают содержание $C_{нк}$, колеблющееся обычно в пределах 0,2—0,7%. Следовательно, максимальные концентрации $C_{нк}$ свойственны глинистым породам верхнего апта и нижнего альба.

Морфологические особенности рассеянного органического вещества изучаются в шлифах под поляризационным микроскопом (Польстер, Зхус и др., 1960; Жабрев, Ларская и др., 1966). Согласно морфологической градации, предложенной Е. С. Ларской (Жабрев, Ларская и др., 1966), различаются крупные углистые частицы (размером 0,01—2 мм), мелкие углистые частицы (0,001—0,01 мм), дисперсное органическое вещество и прожилки аморфного органического вещества. Последняя морфологическая разновидность ОВ в рассматриваемых отложениях отсутствует. Сравнительно редки крупные углистые частицы. Наиболее часто встречаются сопутствующие друг другу мелкие углистые частицы и дисперсное органическое вещество. Углистые частицы изометрич-



● 1 ○ 2

Рис. 35. Результаты линейной корреляции между содержанием $S_{нк}$ и некоторых других компонентов вещественного состава пород.

Коррелируемые пары: 1— $S_{нк}$ и фракция менее 0,01 мм; 2— $S_{нк}$ и $CaCO_3$.
Условные сокращения названий пород: П—песчаники; АК—алевролиты крупнозернистые; АМ—алевролиты мелкозернистые; Г—глинистые породы (аргиллиты); Х—хлидолиты; К—карбонатные породы (мергели и известняки).

ные или удлиненные, угловатые и остроугольные. Распределение их в минеральной массе обычно равномерное. В отдельных случаях наблюдается увеличение концентрации углистых частиц на поверхностях напластования. Дисперсное органическое вещество равномерно или линзообразно «пропитывает» породы и при соответствующем содержании придает им в проходящем свете бурю окраску. Сопоставление данных микроскопии и результатов определения $S_{нк}$ показывает, что во всех классах пород основная доля ОВ выражена мелкими углистыми частицами.

В составе ОВ аптских и альбских отложений горного сооружения обычно присутствуют гуминовые кислоты. Количественное распределение их в процентах на породу представлено в табл. 15.

Таблица 15
Распределение гуминовых кислот в апт-альбских отложениях
Центрального и Восточного Копетдага

| Породы | Характеристики выборок и параметры распределения, % | | | | Количество анализов |
|----------------------------|---|-----------|-----------|--------|---------------------|
| | X_{min} | X_{max} | \bar{X} | S | |
| Песчаники | 0,0003 | 0,0013 | 0,0007 | 0,0004 | 10 |
| Алевролиты крупнозернистые | 0,0000 | 0,0050 | 0,0017 | 0,0016 | 23 |
| Алевролиты мелкозернистые | 0,0000 | 0,0050 | 0,0021 | 0,0018 | 25 |
| Аргиллиты | 0,0002 | 0,0200 | 0,0076 | 0,0091 | 15 |
| Хлидолиты | 0,0000 | 0,0050 | 0,0016 | 0,0020 | 9 |
| Мергели и известняки | 0,0003 | 0,0050 | 0,0011 | 0,0012 | 14 |

В образцах керна из скважин, вскрывших аптские и альбские ярусы сопредельных территорий (Бахардокская опорная скв. № 1, структурно-картировочные скважины № 1400-к; 2000-к в Западном Копетдаге) гуминовых кислот нет. Отсутствие гуминовых кислот отмечается и в ряде образцов из обнажений. Следовательно, гуминовые кислоты в породах из обнажений являются продуктом вторичного образования, возникшим в результате пребывания отложений на дневной поверхности.

При изучении процессов нефтегазообразования очень важно знать количество и состав битумоидов. Массовое определение последних производилось методами люминесцентно-битуминологического анализа, достоверность которого для апт-туронского осадочного комплекса Туркменистана была апробирована на большом фактическом материале (Барташевич, Виноградова, Крюкова, 1964). Определялись хлороформенный (ХБ) и спирто-бензольный (СББ) битумоиды А. Изучение петролейно-эфирного битумоида А не производилось, так как выборочные определения показали почти полное их отсутствие. В отдельных образцах был проведен химико-битуминологический анализ битумоидов А и С.

Нахождение рассматриваемых отложений в зоне гипергенеза, несомненно, наложило существенный отпечаток на состав битумоидов. О. В. Барташевич, В. И. Грабенко и Н. С. Кукуева, изучавшие влияние гипергенеза на органическое вещество мезо-кайнозойских осадочных образований Туркмении, пришли к следующим выводам: а) процессы выветривания заметно снижают содержание битумоидов в породах; б) битумоиды частично теряют легкие углеводороды и за счет этого обогащаются тяжелыми; в) окисление битумоидов приводит к возникновению вторичных гуминовых кислот.

Битуминозность изучаемых аптских и альбских пород небольшая. Максимальные значения суммарного количества битумоидов А (ХБ+СББ) не поднимаются выше 0,1—0,2% на породу, а значение \bar{X} — выше 0,053% (табл. 16). Низкое содержание битумоидов в породах

Таблица 16
Распределение битумоидов А (ХБ+СББ) в апт-альбских породах по результатам люминесцентно-битуминологического анализа

| Породы | Характеристики выборок и параметры распределения, % | | | | Количество анализов |
|----------------------------------|---|------------|-----------|--------|---------------------|
| | X_{\min} | X_{\max} | \bar{X} | S | |
| Центральный и Восточный Копетдаг | | | | | |
| Песчаники | 0,0006 | 0,0075 | 0,0029 | 0,0029 | 10 |
| Алевриты крупнозернистые | 0,0004 | 0,0038 | 0,0016 | 0,0018 | 23 |
| Алевриты мелкозернистые | 0,0003 | 0,0150 | 0,0025 | 0,0031 | 25 |
| Аргиллиты | 0,0003 | 0,0250 | 0,0049 | 0,0054 | 15 |
| Хлидолиты | 0,0005 | 0,0062 | 0,0019 | 0,0017 | 9 |
| Мергели и известняки | 0,0004 | 0,0075 | 0,0016 | 0,0018 | 14 |
| Бахардокская опорная скв. № 1 | | | | | |
| Песчаники | 0,0042 | 0,0604 | 0,0245 | 0,0245 | 8 |
| Алевриты | 0,0027 | 0,0680 | 0,0303 | 0,0280 | 30 |
| Аргиллиты | 0,0156 | 0,0770 | 0,0530 | 0,0175 | 15 |

фиксируется уже при капельно-люминесцентном анализе в хлороформе. Большинство образцов не люминесцирует даже в порошок. Лишь изредка удается наблюдать светящиеся точки, еще реже — едва заметные тонкие желтые или беловато-голубые кольца. Об этом же говорят результаты химико-битуминологических анализов (табл. 18).

Наряду со свободными битумоидами в рассматриваемых отложениях наблюдаются связанные битумоиды С. Суммарное содержание хлороформенного и спирто-бензольного экстрактов битумоида С достаточно велико и обычно соизмеримо с содержанием битумоидов А (табл. 17). Согласно К. Ф. Родионовой (1967), такой факт свидетельствует о преимущественно автохтонном характере битумоидов.

Вычисление показателей количественного распределения битумоидов в породах производилось по образцам, не содержащим аллохтонные битумоиды. Отбор таких образцов выполнялся при помощи графиков зависимости степени битуминозности органического вещества от содержания последнего в породах. Степень битуминозности ОВ — так называемый битумоидный коэффициент β — вычислялась из отношения количества битумоидов А к количеству $C_{\text{нк}}$ ($\beta = \frac{(ХБ + СББ) \cdot 100}{C_{\text{нк}}}$). Величина β в породах колеблется от десятых долей процента до нескольких десятков процентов, но обычно не поднимается выше трех-четырех. Подавляющее большинство образцов содержит автохтонные и смешанные битумоиды. Это относится ко всем классам пород. Аллохтонные битумоиды наблюдаются лишь в единичных образцах, представленных мелкозернистыми алевролитами, реже арпиллитами и крупнозернистыми алевролитами. Какой-либо определенной стратиграфической или площадной приуроченности аллохтонных битумоидов не наблюдается. За исключением секизьябского разреза, они изредка встречаются во всех подъярусах апта и альба.

Содержание битумоидов А в отложениях характеризуется направленным изменением значений его \bar{X} в терригенном ряде пород, в основном повторяющим закономерность распределения ОВ. Максимальное значение среднего содержания битумоида А наблюдается в аргиллитах, минимальное — в хлидолитах и крупнозернистых алевролитах. Изучение разрезов показывает, что породы нижнего-среднего апта, так же как и породы среднего-верхнего альба, бедны битумоидами. Наибольшее содержание приходится на верхнеаптские и нижнеальбские отложения. Такая стратификация битумоидов особенно отчетливо проявляется в юго-восточных разрезах Копетдага.

К. Ф. Родионова на большом фактическом материале установила, что в терригенных породах сумма автохтонных битумоидов в ОВ составляет 5—15%, а содержание ХБ (А) в нем — 1—5%. В карбонатных породах эти показатели (коэффициенты) соответственно могут достигать 20—50% и 5—20% (Родионова, 1967). Битумоиды А и С в органическом веществе изучаемых отложений в большинстве случаев составляют в сумме 7,0—16,0%, а количество ХБ (А) — 1,2—4,3% (табл. 17). Таким образом, результаты химико-битуминологического анализа подтверждают вывод о преобладании в аптских и альбских породах автохтонных битумоидов. Аллохтонные битумоиды, обнаруженные в песчаниках верхней зоны альбского яруса, составляют в пересчете на баланс ОВ 34—37%, из которых 6—12% приходится на ХБ (А). Подобные же битумоиды характерны для оолитовых известняков среднего апта.

Цвет люминесценции ХБ (А), СББ (А) и их капиллярных вытяжек указывает на преобладание маслянистых битумоидов А, развитых по всей толще. Реже наблюдаются легкие битумоиды, битумоиды среднего состава и смолисто-асфальтеновые битумоиды (по градации В. Н. Флоровской). Характерно, что легкие битумоиды приурочены главным образом к средне- и верхнеальбским отложениям.

Элементный состав хлороформенных экстрактов битумоида А, по-видимому, говорит о том, что битумоиды в рассматриваемых породах в целом автохтонны. Содержание углерода в них колеблется от 65 до 74%, содержание водорода — от 9 до 12%, а содержание кислорода, азота и серы — от 15 до 26% (табл. 18). Ориентируясь на приведенные

Групповой состав органического вещества по результатам химико-биотомологического анализа

| № образца | Лито- логический тип породы | Стратигра- фическая зона | Разрез | ОВ, % на поп | Баланс ОВ, % | | | | | гуминовые кислоты | нераствори- мое органи- ческое ве- щество | |
|---|-----------------------------------|--------------------------------|-----------|--------------------|--------------|------|-----------------|--------------------------------|-------|----------------------|--|--|
| | | | | | битумоид А | | битумо- ид С | сумма би- тумоидов А и С | | | | |
| | | | | | ХВ | СВБ | | | | | | |
| Песчаники и крупнозернистые алевролиты | | | | | | | | | | | | |
| 4/167 8/57 4/153+155 | П2 | XVI | Секиязьб | 0,08 | 6,25 | 6,25 | 21,30 | 33,80 | 23,80 | 42,40 | | |
| | П2 | XVI | Шерлок | 0,10 | 12,00 | 9,00 | 16,00 | 37,00 | 19,00 | 44,00 | | |
| | A1 | XIII-XIV | Секиязьб | 0,24 | 2,04 | 1,25 | 6,29 | 9,58 | 16,20 | 74,22 | | |
| Мелкозернистые алевролиты | | | | | | | | | | | | |
| 62 4/145+148+150 8/33+39 9/43+44 7/37+39+41 | A4 | XIV | Лушак | 1,36 | 2,28 | 2,36 | 5,91 | 10,55 | 2,86 | 86,59 | | |
| | A2 | IX-X | Секиязьб | 0,28 | 3,60 | 4,30 | 7,80 | 16,70 | 20,70 | 63,60 | | |
| | A2, A1 | VIII | Шерлок | 0,31 | 2,89 | 3,88 | 4,53 | 11,30 | 9,35 | 79,35 | | |
| | A1 | VIII | Арчиныйя | 1,06 | 1,60 | 2,80 | 2,80 | 7,20 | 0 | 92,80 | | |
| | A2, A1 | V-VI | Фирюзинка | 0,19 | 0,58 | 2,32 | 1,25 | 4,15 | 2,05 | 93,80 | | |
| Аргиллиты | | | | | | | | | | | | |
| 8/37+40 9/37+39+42 7/16 | Г2 | VIII | Шерлок | 1,67 | 1,60 | 1,30 | 3,00 | 5,90 | 0,50 | 93,60 | | |
| | Г2 | VII-VIII | Арчиныйя | 1,63 | 1,40 | 2,10 | 7,40 | 10,90 | 4,80 | 84,30 | | |
| | Г2 | III | Фирюзинка | 0,36 | 4,40 | 2,20 | 8,10 | 14,70 | 5,30 | 80,00 | | |
| Мергели | | | | | | | | | | | | |
| 9/1+2 | M2 | I | Арчиныйя | 0,27 | 4,42 | 2,21 | 5,57 | 12,20 | 0 | 87,80 | | |
| Оолитовые известняки | | | | | | | | | | | | |
| 6/24 | ИОI | IV | Тежева | 0,12 | 5,80 | 4,20 | 12,50 | 22,50 | 24,20 | 53,30 | | |

Содержание битумоидов в породах и элементный состав хлороформного экстракта битумоида А (в %) по результатам химико-битуминологического анализа

| № образца | Лито- логиче- ский тип | Стратиграфи- ческая зона | Разрез | Битумоид А | | Битумоид С | Отношения | | Элементный состав ХБ (А) | | | | | | | |
|---|------------------------------|-----------------------------|-----------|--|--|------------|---|--------------------------|--------------------------|-------------------------|-------|-------|-------|-----|--|--|
| | | | | хлоро- формен- ный эк- стракт | спирто- бензоль- ный эк- стракт | | хлорофор- менный + спирто-бен- зольный эк- стракт | С _{БТ} или К | ХБ(А) или А | С _Д или А | С | Н | О+N+S | С/Н | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Песчаники и крупнозернистые алевролиты | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 4/167 8/57 4/153+155 | П2 | XVI | Секиязб | 0,005 | 0,005 | 0,017 | 1,0 | | 0,6 | 70,00 | 10,60 | 19,40 | 6,60 | | | |
| | П2 | XVI | Шерлок | 0,012 | 0,009 | 0,016 | 0,8 | | 1,3 | 73,70 | 11,10 | 15,20 | 6,65 | | | |
| | А1 | XIII-XIV | Секиязб | 0,005 | 0,003 | 0,015 | 0,6 | | 0,5 | 66,20 | 10,95 | 22,85 | 6,05 | | | |
| Мелкозернистые алевролиты | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 62 4/145+148+150 8/38+39 8/43+44 7/37+39+41 | А4 | XIV | Душак | 0,031 | 0,032 | 0,080 | 1,0 | | 0,8 | 70,30 | 9,12 | 20,58 | 7,72 | | | |
| | А2 | IX-X | Секиязб | 0,010 | 0,012 | 0,022 | 1,2 | | 1,0 | 72,60 | 10,60 | 16,30 | 6,86 | | | |
| | А2,А1 | XIII | Шерлок | 0,009 | 0,012 | 0,014 | 1,3 | | 1,5 | 66,40 | 9,85 | 23,75 | 6,75 | | | |
| | А1 | XIII | Арчиньян | 0,017 | 0,030 | 0,029 | 1,7 | | 1,6 | 73,60 | 9,75 | 16,95 | 7,54 | | | |
| | А2,А1 | V-VI | Фирузинка | 0,011 | 0,044 | 0,024 | 4,0 | | 2,3 | 72,50 | 10,35 | 17,15 | 7,00 | | | |
| Аргиллиты | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 8/37+40 9/37+39+42 7/16 | Г2 | VIII | Шерлак | 0,027 | 0,021 | 0,051 | 0,8 | | 0,9 | 62,70 | 8,13 | 29,17 | 7,70 | | | |
| | Г2 | VII-VIII | Арчиньян | 0,023 | 0,034 | 0,120 | 0,5 | | 0,4 | 66,90 | 9,97 | 23,13 | 6,70 | | | |
| | Г2 | III | Фирузинка | 0,016 | 0,008 | 0,029 | 0,5 | | 0,8 | 70,60 | 9,98 | 20,42 | 7,10 | | | |
| Мергели | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 9/1+2 | М2 | I | Арчиньян | 0,012 | 0,006 | 0,015 | 0,5 | | 1,2 | 64,80 | 9,09 | 26,11 | 7,15 | | | |
| Оолитовые известняки | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6/24 | ИО1 | IV | Тежева | 0,007 | 0,005 | 0,015 | 0,7 | | 0,8 | 72,00 | 12,45 | 15,55 | 5,80 | | | |

данные, конечно, не следует забывать, что нахождение пород в зоне гипергенеза привело к некоторому понижению содержания углерода в ХБ (А).

Компонентный состав ХБ (А), имеющих преимущественно автохтонный характер, иллюстрируется табл. 19. Содержание масел в обоих ана-

Таблица 19

Компонентный состав хлороформенного битумоида А

| № образца | Литологический тип породы | Стратиграфическая зона | Разрез | Содержание ХБ (А) в породе, % | Компонентный состав ХБ (А) | | | |
|----------------|--------------------------------|------------------------|-------------------|-------------------------------|----------------------------|------------------|--------------------------|------------|
| | | | | | масла | бензол-ные смолы | спирто-бен-зольные смолы | асфальтены |
| 4/153 + 155 | Алевролит крупнозернистый (А1) | XIII-XIV VII-VIII | Секизляб Арчиньян | 0,005 | 20,6 | 45,8 | 29,2 | 4,4 |
| 9/37 + 39 + 42 | Аргиллит (Г2) | | | 0,023 | 20,5 | 20,9 | 46,8 | 11,5 |

лизированных образцах одинаковое. Примечательно, однако, что битумоид в обр. № 4/153 + 155 характеризуется значительной обедненностью спирто-бензолными смолами и асфальтенами. Возможно, что это свидетельствует о смешанном его происхождении.

Изучение пород под люминесцентным микроскопом показывает, что битуминозное вещество в той или иной мере подверглось перераспределению. Такое явление наблюдается почти во всех типах пород. В мергелях, глинистых мелкозернистых алевролитах и аргиллитах аптского—нижнеальбского возраста битуминозное вещество обычно не люминесцирует. Однако в порах, приуроченных к местам сгущения алевритовых частиц, и в полостях органогенных остатков произошла концентрация легких битумов. Скопления битуминозных веществ имеют неясные очертания и люминесцируют светло-желтым или светло-голубым цветом. Изредка можно видеть включения ОВ, которые люминесцируют темно-коричневым цветом и окружены светло-желтой битуминозной оторочкой.

Более значительные перемещения, по-видимому, испытали битуминозные вещества в крупноалевритово-песчаных породах. Для них характерны поровые и прямолинейно-микротрещинные текстуры. Битуминозные включения имеют отчетливые очертания, голубые, желтовато-белые и светло-желтые цвета люминесценции. Такие включения характерны в основном для пород среднего и верхнего альба.

Резюмируя приведенные данные об органическом веществе изучаемых отложений, следует отметить следующие основные положения. Среднее содержание ОВ во всех классах пород несколько ниже кларкового. Если учитывать степень катагенетической преобразованности пород, наблюдающиеся концентрации ОВ вполне достаточны для отнесения аптских и альбских отложений к нефтематеринским. Наибольший интерес представляют глинистые породы верхнего апта и нижнего альба, заключающие максимальное количество ОВ. Гуминовые кислоты в породах, находящихся вне зоны гипергенеза, отсутствуют. Битумоиды, в том числе и ХБ (А), являются постоянным ингредиентом ОВ. Содержание ХБ (А) в балансе ОВ даже в образцах из естественных обнажений составляет в среднем 2—3%, а в песчаных породах достигает 12%. Битумоиды в большинстве своем имеют автохтонное или смешанное происхождение. Почти во всех породах апт-альбской толщи битуминозное вещество в той или иной мере подверглось перераспределению, од-

нако типичные аллохтонные битумоиды наблюдаются редко и приурочены главным образом к средне- и верхнеальбским песчано-алевритовым образованиям.

Условия накопления и постседиментогенного изменения рассматриваемых пород были охарактеризованы в предыдущей главе. Сделанные выводы позволяют представить главные особенности накопления и преобразования ОВ аптских и альбских отложений исследуемой территории и тем самым ответить на вопрос: могли ли они генерировать газ и нефть?

Прежде всего следует отметить, что характер апт-альбского бассейна и теплый гумидный климат региона должны были способствовать большому развитию морского биоса. В настоящее время мы находим в породах многочисленные остатки зообентоса и нектонa. Однако, несомненно, что в водах апт-альбского моря присутствовало громадное количество зоопланктона, фитопланктона, фитобентоса и бактерий. Бактерии, должно быть, существовали и в приповерхностных слоях осадков. Развитию бактерий, зоо- и фитопланктона способствовали нормально-морская соленость вод, хорошая прогреваемость, освещенность и нормальный газовый режим верхних слоев водной массы, принос в бассейн большого количества питательного материала. Как установлено работами пидробиологов и других исследователей (С. В. Бруевич, О. К. Боровский, Н. Б. Вассоевич, Г. И. Горшкова, В. Г. Дацко, Л. А. Зенкевич, Б. Ф. Игнатов, О. А. Радченко, В. А. Успенский), последние три группы организмов поставляют основную массу биопродукции морских водоемов. Обильный принос терригенного материала с суши, безусловно, сопровождался поступлением в апт-альбский бассейн ОВ. Наблюдения по современным морям, в том числе и по внутриконтинентальным (Боровский, 1964), позволяют считать, что доля аллохтонного органического вещества в общем балансе ОВ морских вод на Копетдагском участке была незначительной.

Высокая биологическая продуктивность апт-альбского моря и большая скорость осадконакопления на рассматриваемой территории создали объективные предпосылки для захоронения в отложениях значительного количества ОВ. Однако основная его доля, видимо, окислилась, поскольку на поверхности большинства осадков господствовала слабоокислительная обстановка. Это в большей мере можно отнести к галечным накоплениям отмелей и банок, к терригенным и карбонатным отложениям верхней части шельфа, как правило, обогащенным глауконитом, реже коллофаном. Восстановительная обстановка в придонных водах, по-видимому, возникала лишь в сравнительно глубоководных впадинах. Как уже отмечалось, подобные ландшафты с присущими им физико-химическими условиями на исследуемой территории чаще всего возникали в позднеаптский и раннеальбский этапы, характеризовавшиеся максимальной трансгрессией бассейна.

Захороненное в отложениях органическое вещество частично пошло на редукцию окисных соединений железа, частично подверглось бактериальному разложению и генерировало CO_2 . Последний процесс был весьма значителен, свидетельством чему является масштаб конкрециеобразования, происшедшего в апт-альбских отложениях. В целом можно сказать, что интенсивность перечисленных факторов, «запрещавших» захоронение в апт-альбских осадках восстановленного ОВ, была велика. Видимо, этим и объясняется преобладание в составе захоронявшегося органического вещества растительных остатков и сравнительно невысокое содержание $\text{C}_{\text{нк}}$.

В дальнейшем вследствие преобладания на рассматриваемой территории режима опускания компенсирующего осадконакопления органическое вещество попадало в восстановительные условия. Согласно пред-

ставлениям В. В. Вебера, Х. Д. Гедберга, Е. Т. Дегенса и других, на этой стадии бытия рассеянного ОВ возникает основная часть его углеводородов. Однако сейчас выясняется, что усиленное новообразование углеводородов, созревание микронепти и отделение ее от материнского ОВ происходит в главной фазе нефтеобразования, имеющей место на стадии мезокатагенеза вмещающих пород (Вассоевич, 1967). В предыдущей главе было показано, что изучаемые отложения достигли стадии мезокатагенеза. В зоне мезокатагенеза, естественно, пребывают и апт-альбские образования Предкопетдагского прогиба, залегающие на глубинах более 2—2,5 км. Следовательно, ОВ апт-альбских отложений исследуемого региона, видимо, реализовало свои нефтематеринские свойства и их следует рассматривать как газонептепроизводившие. Признаки перераспределения битумоидов, зафиксированные в отдельных образцах в виде аномально повышенных их содержаний и наблюдаемые непосредственно под люминесцентным микроскопом, подтверждают сделанный вывод. Активизации процессов нефтеобразования, несомненно, способствовало присутствие в породах таких каталитически активных минералов, как гидрослюда, мусковит, биотит, полевые шпаты, тонкодисперсные кальцит и магносидерит. Как на территории Копетдага, так и в Предкопетдагском прогибе главная фаза нефтеобразования началась, вероятно, где-то в середине палеогенового периода. Таким образом, если в пределах Центрально-Каракумской области в аптских и альбских отложениях до последнего времени были встречены газ и, реже, газоконденсат, то на территории Предкопетдагского прогиба есть все основания найти и газ, и нефть.

Возможные коллекторы нефти и газа. В апт-альбской толще Центрального и Восточного Копетдага выделяются четыре литологических горизонта с отдельными слоями и пачками пород, могущих быть коллекторами нефти и газа. Первый, нижний горизонт охватывает зоны *Deshayesites deshayesi* и *Dufrenoyia furcata*. С северо-запада на юго-восток верхняя граница первого горизонта постепенно опускается до средней части зоны *Deshayesites deshayesi*. Ко второму горизонту относится зона *Parahoplites melchioris*, а в Центральном Копетдаге — еще и зона *Acanthohoplites prodromus*. Третий литологический горизонт приурочен к верхней части зоны *Acanthohoplites polani* (Центральный Копетдаг) и зоне *Huracanthoplites jacobii*. Верхний, четвертый горизонт включает средне- и верхнеальбские отложения. Думается, что указанные четыре литологических горизонта с возможными коллекторами нефти и газа могут быть выделены и на территории Ашхабадской и Каахкинской впадин.

В каждом из названных горизонтов коллекторы представлены алевроито-песчаными породами. Значения открытой пористости песчаников и алевролитов колеблются от 2,5 до 19,2%. Большинство из них (48 образцов из 87) обладает средними емкостными свойствами — открытая пористость — 5—10%. Во всех разрезах намечается постепенное увеличение среднего значения открытой пористости песчано-алевритовых пород от нижнеаптского подъяруса к верхнеальбскому. Если в нижнем апте оно опускается до 3—5%, то в верхнем альбе среднее значение открытой пористости не ниже 7—10%. Характерно, что породы большой емкости встречаются в основном в среднем и верхнем альбе, т. е. в четвертом литологическом горизонте. Среднеарифметическое значение открытой пористости песчано-алевритовых пород аптского яруса равно 6,0% (при среднеквадратическом отклонении 3,0%); эти же параметры в альбских породах соответственно равны 9,3 и 3,5%. На фоне указанной закономерности наблюдается некоторое уменьшение открытой пористости пород на северо-западе Центрального Копетдага, что, видимо, связано с большей степенью их динамометаморфизма (Ташлиев, 1968 в).

Вычисление коэффициента линейной корреляции между значениями открытой пористости и содержанием карбонатов, содержанием глинистой фракции, средним диаметром частиц и коэффициентом отсортированности показывает, что значения r не превышают 0,50. Однако графические построения говорят о том, что часть этих параметров (пористость и содержание CaCO_3 , пористость и содержание фракции меньше 0,01 мм) связаны между собой отчетливой обратной зависимостью, имеющей криволинейный характер. Как коэффициент корреляции, так и графические построения свидетельствуют о преобладающем влиянии на значение открытой пористости песчано-алевритовых пород содержания CaCO_3 .

Плотность пород-коллекторов, так же как и открытая пористость, изменчива по разрезу. Средние значения плотности песчано-алевритовых пород нижнеаптского подъяруса изменяются с северо-запада на юго-восток от 2,54 до 2,50 г/см³. Выше по разрезу плотность пород постепенно уменьшается; в верхнеальбском подъярусе средние ее значения в разных районах составляют 2,30—2,34 г/см³.

Газопроницаемость песчаников и алевролитов очень мала и в среднем не поднимается выше 2—4 миллидарси. Лишь в двух образцах из 23 отмечена газопроницаемость в 13 и 31 миллидарси (средний апт и верхний альб Центрального Копетдага). Значения коэффициента линейной корреляции между проницаемостью и прочими параметрами (открытая пористость, карбонатность, содержание фракции <0,01 мм, средний диаметр частиц, коэффициент отсортированности) низкие и не достигают уровня значимости 0,05. При этом, как в аптском, так и в альбском ярусах более или менее существенное значение коэффициента корреляции фиксируется между проницаемостью и открытой пористостью (до +0,45).

Изучение открытой пористости и межгранулярной проницаемости дало возможность выделить классы коллекторов, предложенные И. А. Конюховым (1961). Песчано-алевритовые породы всех четырех литологических горизонтов в подавляющем большинстве случаев относятся к коллекторам низкого промышленного значения, к VII или VI классам. Однако, как уже отмечалось (Ташлиев, 1966, 1968 в; Скуб, Ташлиев, 1969), для рассматриваемых пород — коллекторов характерно наличие многочисленных макро- и микротрещин, которые, несомненно, повышают их емкостные и фильтрационные свойства. Это позволяет считать, что аптские и альбские песчано-алевритовые породы Копетдага являются трещинно-поровыми, а возможно, и порово-трещинными коллекторами.

Статистически установлено, что результаты изучения коллекторов по обнажениям тесно коррелируются с коллекторскими свойствами разновозрастных отложений в скважинах прилегающих территорий (Шустов, Лунина, Губский, 1967). Так, вычисленный названными исследователями коэффициент корреляции между значениями открытой пористости составил для Таджикской впадины +0,84. Из этого можно заключить, что коллекторские свойства апт-альбских отложений внутреннего борта Ашхабадской и Каахкинской впадин, по-видимому, будут приблизительно аналогичны таковым в горном обрамлении. В приосевой зоне прогиба рассматриваемые отложения пока недоступны для непосредственного изучения, а на внешнем его борту вскрыты лишь Бахардокской скв. № 1. Значения открытой пористости песчано-алевритовых пород из этой скважины колеблются от 4,1 до 22,6% (при среднем значении 14,2%), а значения газопроницаемости — от 0 до 190 миллидарси (\bar{X} = 17 миллидарси). Видимо, к северному борту краевого прогиба пористость и межгранулярная проницаемость коллекторов несколько улучшаются вследствие ослабления катагенетической преобразованности пород.

Рассмотренные коллекторы апт-альбской толщи при благоприятных

структурных условиях могут служить природными резервуарами. Предпосылкой для такого вывода является наличие в разрезе изолирующих покровов, сложенных глинистыми, реже карбонатными породами. Преимущественно гидрослюдистый состав глинистых пород, согласно представлениям Б. В. Филиппова (1967), позволяет считать их слабопроницаемыми покровами. Сохранение аргиллитами способности к размоканию в воде свидетельствует о том, что они не утратили изолирующих свойств. Мощность изолирующих перекрытий варьирует от первых единиц до нескольких десятков метров. Наиболее мощные и выдержанные глинистые покровы наблюдаются в восточных районах Копетдага и Каахкинской впадины.

Гидрогеологические и структурно-тектонические предпосылки нефтегазоносности. Гидрогеологические особенности южной части Каракумского артезианского бассейна изучены к настоящему времени слабо. О. Я. Калугина и П. И. Калугин (1968) выделяют на этой территории артезианские бассейны второго порядка, одним из которых является бассейн Предкопетдагского прогиба. Последний расчленяется ими на бассейны третьего порядка—Казанджикский, Ашхабадский и Каахкинский. Конкретные сведения о подземных водах аптских и альбских отложений Ашхабадской и Каахкинской впадин пока отсутствуют. По аналогии с Казанджикской, Мургабской впадинами и Западным Копетдагом можно предположить, что в недрах рассматриваемых впадин господствует обстановка затрудненного, весьма замедленного водообмена с высокоминерализованными хлоридно-натриевыми или хлоридно-кальциево-натриевыми водами. Это, безусловно, благоприятствует возникновению и сохранению залежей нефти и газа. Нефтепоисковые гидрохимические исследования, проведенные в западных районах Средней Азии сотрудниками ВСЕГЕИ и обобщенные Б. Б. Митгарц (1960), показали, что меловые отложения большей части Предкопетдагского прогиба перспективны на обнаружение нефти и газа. Меловые отложения предгорий Копетдага Б. Б. Митгарц (1960) относит к бесперспективным объектам, считая, что выход однообразных толщ на дневную поверхность в горных сооружениях создает условия для разрушения скоплений нефти и газа. Такое же мнение относительно меловых отложений предгорий Копетдага высказал Г. А. Борщевский (1960). О. Я. Калугина и П. И. Калугин (1968) также считают Копетдаг областью инфильтрации атмосферных вод и допускают возможность их движения в сторону красного прогиба. Однако эти исследователи приводят ряд фактов, указывающих на то, что нижняя граница зоны свободного водообмена с присутствующими ей пресными и солоноватыми водами обычно не опускается ниже 500 м, а по разрывным нарушениям—ниже 1000 м. Копетдагская термальная зона, по мнению О. Я. Калугиной и П. И. Калугина (1968), является основной областью региональной разгрузки для северной части Копетдага; температура вод (19—36°C) свидетельствует о возможной глубине циркуляции, не превышающей 1000—1500 м. Эти данные показывают, что отложения терригенного апт-туронского комплекса внутреннего борта краевого прогиба, по всей видимости, находятся вне зоны свободного водообмена. Сказанное в полной мере относится и к перекрывающим их отложениям, поскольку из верхнемеловых отложений предгорий Западного Копетдага в скважинах № 13 и 22 были получены самоизливающиеся высокоминерализованные воды (Куприн, Архипов, 1963). Следовательно, можно считать, что гидрогеологические предпосылки нефтегазоносности апт-альбских отложений большей территории Предкопетдагского прогиба являются благоприятными для возникновения и сохранения залежей нефти и газа.

Весьма благоприятны и структурно-тектонические предпосылки нефтегазоносности. Важнейшей из них, как указал В. П. Мирошниченко

еще в 1947 г., является наличие на рассматриваемой территории краевого прогиба. В дальнейшем этот момент отмечался Д. В. Наливкиным (1951), М. К. Мирзахановым (1962), П. И. Калугиным (1964), С. П. Вальбе (1967), А. Ф. Семенцовым (1969) и многими другими исследователями. Чрезвычайно выгодные структурно-тектонические особенности краевых прогибов, как известно, обуславливают, наряду с прочими факторами, приуроченность к этим участкам богатейших месторождений нефти и газа. Такие месторождения открыты в Предкавказском, Предкарпатском, Предуральском, Предальпийском, Предпиренейском, Месопотамском, Предаппалачском и других прогибах (Брод и др., 1965; Бакиров и др., 1968).

Как показал С. П. Вальбе (1969), на территории Предкопетдагского прогиба на протяжении юрского и почти всего мелового периода существовали две структурные области, граница между которыми проходила в районе меридиана ст. Душак. Западная область представляла собой обширную сложную моноклинал с региональным наклоном слоев в сторону геосинклинали. Восточная область, по-видимому, входила в обширную синклинал, располагавшуюся на территории Мургабской впадины, и имела региональный уклон пластов к востоку. К концу мелового периода, начиная с маастрихтского века, зона наибольших погружений из районов Копетдага сместилась в пределы Ашхабадской и Каахкинской впадин и здесь возникла крупная структура синклинального типа.

В современном структурном плане Предкопетдагский прогиб представляет собой систему трех впадин асимметричного строения. На наибольших глубинах аптские и альбские отложения находятся в приосевой зоне прогиба. В Ашхабадском грабене и приосевой части Каахкинской впадины они залегают на глубинах порядка 4 км и более. В сторону Копетдагского мегантиклинория и Туранской плиты отложения постепенно воздымаются; углы наклона апт-альбских отложений внутреннего борта прогиба круче, чем на внешнем приплатформенном борту. Региональное воздымание рассматриваемой толщи наблюдается и в сторону Кызыларватского и Аксуйского погребенных выступов фундамента, а также в сторону Серахской перемычки. С указанными направлениями воздымания отложений, должно быть, совпадают и основные направления региональной миграции нефти и газа. Зоны регионального нефтегазонакопления в пределах Прикопетдагской и Южно-Каракумской возможно нефтегазоносных областей, видимо, следует искать именно в этих повышенных участках Предкопетдагского прогиба.

На фоне основных структурных элементов наблюдается целый ряд локальных пликативных дислокаций, которые могут явиться местом скопления нефти и газа. Местоположение их в пределах Ашхабадской и Каахкинской впадин было отмечено во «Введении» к данной работе. На внешнем борту прогиба антиклинальные складки пока не установлены. Однако здесь находится крупный Карабахшинский вал, являющийся частью Сакар-Карабахшинского погребенного валообразного поднятия, формирование которого происходило на протяжении почти всей мезозойской эры (Семенцов, 1969 б). Пликативные дислокации внутреннего борта Ашхабадской и Каахкинской впадин представлены структурными носами и нормально построенными антиклинальными складками. К структурным носам, наблюдающимся в западной и центральной частях внутреннего борта Ашхабадской впадины, относятся Келятинская, Кешеныбаирская и другие складки. Сравнительно просто построенные антиклинальные складки внутреннего борта прогиба находятся к востоку от ст. Артык (Вальбе, 1967, 1969; Блискавка и др., 1968). Длина их обычно составляет 6—15 км, ширина — 3—4 км, амплитуда по подошве неогеновых отложений — около 150 м. К антиклинальным складкам, обнаруженным в приосевой зоне Предкопетдагского прогиба, относятся

брахиантиклинали Изганского вала в Ашхабадском грабене и Такырская складка на востоке Каахкинской впадины. Длина этих складок обычно колеблется от 5 до 15 км, ширина — от 2 до 5 км, амплитуда по верхнемеловым отложениям — от 50 до 200 м. Останавливаться более подробно на детальном строении отмеченных локальных поднятий нет надобности; оно уже освещено в литературе многими исследователями (Блискавка и др., 1968; Вальбе, 1967, 1969; Вальбе и др., 1960; Езиашвили, 1965, 1968; Расцветаев, Лузгин, 1966 и др.).

В пределах указанных поднятий в апт-альбских отложениях наиболее вероятны ловушки пластово-сводового типа. На внутреннем борту прогиба могут быть встречены и тектонически экранированные залежи нефти и газа. Такой вывод делается на основании того, что складки здесь разбиты разрывами, особенно четко установленными в Беурме-Диоджирском блоке Ашхабадской впадины. Как выяснилось, амплитуда таких разрывов достигает в ряде мест 100—300 м (Куприн, Архипов, 1963; Архипов, 1966; Ходжадов, 1968), что вполне достаточно для возникновения тектонически экранированных залежей нефти и газа в апт-альбской толще. Вероятность нахождения тектонически экранированных ловушек, естественно, особенно велика в структурных носсах (Блискавка и др., 1968). Известно, однако, что разрывные нарушения могут обладать не только «созидательной» ролью в формировании скоплений нефти и газа, а, наоборот, способствовать их разрушению. В данном случае последний процесс, видимо, отсутствует или незначителен, поскольку на дневной поверхности естественных нефтегазопроявлений практически нет. Кроме пластово-сводовых и тектонически экранированных ловушек в апт-альбских отложениях могут быть встречены и пластовые литологически экранированные. Вероятность нахождения их особенно велика в осевой зоне прогиба и на внешнем его борту.

Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности аптских и альбских отложений отдельных районов. Приведенные выше данные в целом свидетельствуют, что проблема нефтегазоносности апт-альбских отложений Предкопетдагского прогиба, несомненно, будет решена в положительную сторону. Думается, что этот вывод можно распространить на вышележащие терригенные сеноманские и туронские отложения, составляющие с аптскими и альбскими образованиями единый комплекс. Дифференцированный анализ перспектив их нефтегазоносности в отдельных районах краевого прогиба пока затруднителен. Причина — чрезвычайно ограниченное количество скважин, вскрывших на сегодняшний день эти отложения (рис. 36). Тем не менее, сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности рассматриваемых отложений, даже в первом приближении, видимо, должна представить определенный интерес.

Уже отмечалось, что в качестве зон регионального нефтегазонакопления в восточной части Прикопетдагской и Южно-Каракумской возможно нефтегазоносных областей следует рассматривать отдельные части внутреннего борта краевого прогиба, его внешний платформенный борт, область восточного замыкания прогиба и Серахскую перемычку, а также районы Кизыларватского и Аксуйского погребенных выступов фундамента. В каждой из этих зон апт-альбские отложения характеризуются разной степенью благоприятности косвенных и геолого-экономических предпосылок. Последние, по-видимому, наиболее благоприятны на внешнем борту Ашхабадской впадины и в прилежащих частях Туранской плиты. Основанием для такого вывода являются: а) обширность нефтегазосборных площадей; б) наличие крупного Карабахшинского валообразного поднятия и других антиклинальных складок; в) относительно хорошие коллекторские свойства и качество ожидаемых природных резервуаров; г) возможность нахождения не только пластово-сводо-

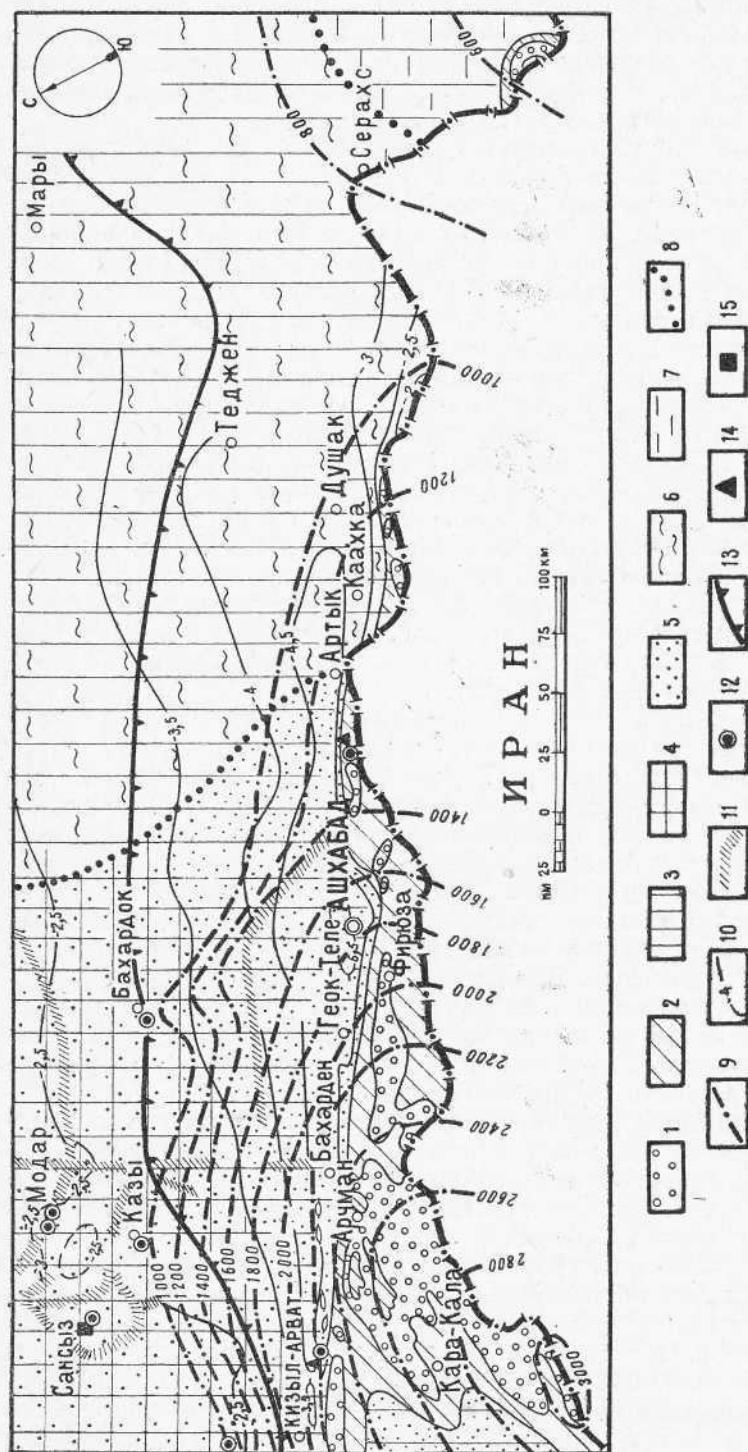


Рис. 36. Схематическая карта перспектив нефтегазоносности территории апт-туронского комплекса в центральных и восточных районах Предкопетдагского прогиба и на сопредельной территории (составлена с привлечением материалов УГ СМ СССР, МГУ и ВСЕГЕИ).

1—выходы на дневную поверхность отложений комплекса; 2—бесперспективные земли (отложения размывы или находятся в зоне свободного водообмена); 3—перспективные земли; 4—высокоперспективные земли. Фации (показаны в перспективных и высокоперспективных районах): 5—преимущественно песчаные и крупнозернистые алевролиты, равномерно переслаивающиеся с глинистыми и глинистыми породами; 6—преимущественно мелкозернистые алевролиты, переслаивающиеся с глинистыми, реже крупнозернистыми и песчаными породами; 7—преимущественно глинистые породы с редкими пластинами песчаников и алевролитов; 8—границы фаций; 9—линии равных мощностей комплекса в метрах; 10—стратонизогипсы подошвы комплекса в километрах; 11—разрывы предполагаемые (по геофизическим данным); 12—скважины, вскрывшие отложения комплекса; 13—условная внешняя граница Предкопетдагского прогиба и Мургабской впадины. Газонефтепроявления в скважинах: 14—слабые выделения горючего газа; 15—нефтяные пленки на воде.

вых, но и литологически экранированных залежей нефти и газа; д) относительно неглубокое залегание ожидаемых залежей (рис. 36).

В северной части Каахкинской впадины аптские и альбские образования менее перспективны. Вследствие главной фациальной изменчивости отложений количество коллекторских пачек в разрезе здесь, по-видимому, уменьшается; ухудшаются их емкостные и фильтрационные свойства. То же самое, видимо, можно сказать и об апт-альбских отложениях Серахской перемычки, центроклинального замыкания и внутреннего борта Каахкинской впадины. Однако в последнем районе они более доступны; на локальных поднятиях апт-альбская толща может быть вскрыта на глубине 1300—2000 м. Другим положительным моментом является многочисленность уже выявленных здесь антиклинальных складок (рис. 36).

Исходя из косвенных главным образом, литолого-фациальных предпосылок нефтегазоносности, более многообещающими являются аптские и альбские отложения внутреннего борта Ашхабадской впадины. Тем не менее приходится констатировать, что здесь они трудно доступны, а количество обнаруженных поднятий сравнительно невелико. Особенно глубоко рассматриваемые отложения находятся в пределах Ашхабадского грабена (по-видимому, на глубинах более 4 км), однако и здесь есть принципиальная возможность нахождения нефти и газа.

Таким образом, аптские и альбские отложения высокоперспективны на северном борту Ашхабадской впадины (рис. 36). К перспективным землям относятся внутренний борт прогиба, его приосевая зона, северный борт и восточное замыкание Каахкинской впадины. Бесперспективными землями являются передовые антиклинальные хребты и Главная синклинальная цепь Копетдага, где аптские и альбские отложения выведены на дневную поверхность или находятся в зоне свободного водообмена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главными итогами данной работы являются два момента. Первый из них заключается в описании ранее малоизученной, преимущественно терригенной осадочной толщи морского генезиса и определении основных условий ее формирования (в широком смысле этого слова), происшедшего на фоне активного развития миогеосинклинальной области. Среди пород аптского и альбского ярусов центральных и восточных районов Копетдага выделены 23 литологических типа. Одиннадцать из них приходятся на резко преобладающие в разрезе полевошпатово-кварцевые олигомиктовые и аркозовые песчаники, алевролиты, хлидолиты и гидрослюдистые аргиллиты. Остальные 12 типов падают на мергели и известняки, встречающиеся лишь в нижнем-среднем апте, конгломераты и фосфориты. Конкреционные образования представлены карбонатными (кальцитовыми и сидероплезитовыми), фосфатными и железистыми разновидностями.

Послойное изучение разрезов и детальное стратиграфическое расчленение отложений позволили выявить строение рассматриваемой толщи как по вертикали, так и по площади. Оказалось, что она состоит из двух макроциклом, каждая из которых, по-видимому, отвечает единому трансгрессивно-регрессивному этапу развития древнего бассейна. Среди мезо- и микроциклом развиты в основном «перевернутые» (обращенные), что отражает преобладание в аптском и альбском веках режима интенсивного погружения территории Копетдага, периодически сменявшегося воздыманием или ослабленным ее опусканием.

Как аптский, так и альбский ярусы в целом характеризуются закономерной фациальной изменчивостью, выражающейся в постепенном увеличении к юго-востоку объема мелкоалевритово-глинистых пород. Фацции отдельных горизонтов, соответствующих стратиграфическим зонам, свидетельствуют о том, что с наступлением альбского века произошла тектоническая активизация и дифференциация Копетдагской миогеосинклинали. Наиболее ярко эти процессы проявились на территории Гяурдага. Начиная со среднеальбского времени, Гяурдаг развивался как крупное подводное поднятие (с накоплением в сводовой части фосфоритовых галечников) или, напротив, испытывал максимальное погружение по сравнению с окружающими районами.

Осадкообразование происходило в обширном морском бассейне, входившем в систему Тетиса. Море характеризовалось нормальной солоностью, активным гидродинамическим режимом и хорошим прогревом верхних слоев водной массы. Основной снос терригенного материала в Копетдагский участок бассейна шел, по всей вероятности, с юго-запада, с Центрально-Иранской суши и отдельных архипелагов. Осадки отлагались на подводных возвышенностях (на отмелях-банках и обширных

подводных плато), на пологих склонах и в центральных участках относительно глубоководных впадин. Большая часть осадков формировалась в слабоокислительных условиях; восстановительные условия, по-видимому, господствовали лишь на дне морских впадин.

Диогенез ознаменовался рассеянным минералообразованием (гидроокислы железа, глауконит, коллофан, сидерит, пирит и др.) и возникновением конкреций; карбонатное конкреционное образование было наиболее внушительным. Катагенетическая стадия изменения аптских и альбских отложений в Копетдаге длилась примерно 80 миллионов лет. Породы достигли зоны мезокатагенеза, поскольку были погружены до глубины 2—3 км и подверглись воздействию высоких температур (приблизительно 70—90°C) и геостатического давления (540—740 кг/см²). Процессы альпийского горообразования вывели рассматриваемые отложения на дневную поверхность, что привело к возникновению в породах гипергенных минеральных новообразований.

Таким образом, аптские и альбские отложения Копетдага следует относить к типичным образованиям миеосинклинальных областей. Геосинклинальная природа этих отложений проявляется главным образом в олигомиктовом и аркозовом составе пород, в повышенных по сравнению с одновозрастными платформенными накоплениями мощностях, в преобладании «перевернутых» циклотем, во флишоидном строении отдельных интервалов разреза и большей степени катагенетического преобразования пород.

Второй основной итог работы — прогноз нефтегазоносности апт-альбских отложений центральных и восточных районов Предкопетдагского прогиба и сопредельных территорий. Прогноз базируется прежде всего на результатах изучения литолого-геохимических особенностей отложений в горном сооружении и экстраполяции этих данных на одновозрастные образования краевого прогиба. Важнейшими положительными критериями являются: субаквальное происхождение отложений; присутствие в глинистых породах существенного количества органического вещества и, в частности, битумоидов; наличие в песчаниках и алевролитах аллохтонных битумоидов; погружение отложений до зоны мезокатагенеза, где газонефтеобразование достигает своей главной фазы; благоприятное переслаивание коллекторских песчано-алевролитовых пачек и изолирующих глинистых покрышек. Сравнительный анализ перспектив нефтегазоносности отложений отдельных районов позволил выделить высокоперспективные, перспективные и бесперспективные земли. Основные усилия по выявлению промышленных скоплений нефти и газа рекомендуется сконцентрировать на территории высокоперспективных земель (северный борт Ашхабадской впадины), а в перспективных районах — на юго-восточной окраине Каахкинской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзберг Р. Е., Блискавка А. Г., Габриэлянц Г. А. Перспективы нефтегазоносности Туркменистана. В сб. Геология и полезные ископаемые Туркмении. Труды произв. геол. комитета Туркм. ССР, вып. 2, Ашх., 1964.
- Алиев М. М., Алексеева Л. В., Коротков В. А. Распространение фораминифер в апт-альбских отложениях Большого Балхана, Кубадага и Туаркыра (Западный Туркменистан). В кн. Мезозой нефтегазоносных областей Средней Азии (биостратиграфия и палеогеография). Изд-во «Наука», М., 1967.
- Алланов А. Литология нижнемеловых отложений Восточного Туркменистана и перспективы их нефтегазоносности. Изд-во «Недра», М., 1968.
- Амурский Г. И. Обзор основных черт доорогенной истории тектонического развития Туркмено-Иранской складчатой области. В сб. Геология и полезные ископаемые Туркмении, вып. 5. Труды Упр. геологии СМ Туркм. ССР, Изд-во «Ылым», Ашх., 1968.
- Андреев П. Ф., Иванцова В. В., Полякова Н. Н., Силина Н. П. Свойства и строение рассеянного органического вещества осадочных пород. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 83, геол. сб., №1, Л., 1955.
- Архипов А. Я. Перспективы нефтегазоносности западной части Предкопетдагского прогиба и сопредельных районов. Автореферат диссерт. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук, М., 1965.
- Архипов А. Я. Особенности тектоники предгорий Западного Копетдага. «Нефтегазовая геол. и геофизика», научно-техн. сб., № 10, 1966.
- Атабекян А. А., Лихачева А. А. Верхнемеловые отложения Западного Копетдага. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 10. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 62, Гостонтехиздат, Л., 1961.
- Атаев Б. А., Скуб А. И. Геолого-битуминологические предпосылки нефтегазоносности апт-альбских и сеноманских отложений Западного Копетдага. «Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии», вып. 3—4, Ашх., 1965.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. III. Триасовый, юрский и меловой периоды. 1968.
- Атлас литолого-фациальных и геохимических карт западных районов Средней Азии. Мезозой и кайнозой. Под. ред. Г. Х. Дикенштейна и П. С. Славина, 1964.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Часть I, Гостонтехиздат, М. 1962.
- Бабаев А. Г. Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений Западного Узбекистана. Изд-во АН Уз. ССР, Таш., 1959.
- Бабаев А. Г. Генетические ассоциации аутигенных компонентов меловых отложений Западного Узбекистана. В кн. Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Изд-во АН Уз. ССР, Баку, 1962.
- Бабаев А. Г., Лебзин Е. В., Симоненко А. Н., Кушников И. З. Бухаро-Хивинская нефтегазоносная область (геологическое строение, типы скоплений нефти и газа, закономерности их размещения и формирования). Изд-во АН Уз. ССР, Таш., 1963.
- Бакиров А. А., Бакиров Э. А., Мелик-Пашаев В. С., Музыченко Н. М., Фомкин К. В., Юдин Г. Т. Теоретические основы и методы поисков и разведки скоплений нефти и газа. Изд-во «Высшая школа», М., 1968.
- Барташевич О. В., Винogradova Т. Г., Крюкова И. П. К вопросу о природе люминесценции битумов. В сб. Геология и полезные ископаемые Туркмении. Труды Гос. производ. геол. комитета Туркм. ССР, вып. 2, Ашх., 1964.
- Барташевич О. В., Кудельский А. В. Нефтегазопроявления в мезозойских отложениях Западного Копетдага. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3, 1963.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1947.

Блискавка А. Г., Вальбе С. П., Карташев В. Ф., Кубасов И. М., Птушкин Э. И., Рубан В. И., Симаков А. К., Смирнов Л. Н., Халлиев С. П. Направления поисково-разведочных работ на нефть и газ в зоне внутреннего борта Предкопетдагского прогиба. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.—техн., хим и геол. наук, № 5, 1968.

Богданова Т. Н., Лобачева С. В. Фауна неокома Копетдага. Неком Копетдага. кн. 2. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 16. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 130. Изд-во «Недра», Л., 1966.

Богданова Т. Н., Луппов Н. П., Яхнин Э. Я. К стратиграфии аптских и альбских отложений Туаркыра. В сб. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 14. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 109. Гостоптехиздат, Л., 1963.

Богданова Т. Н., Яхнин Э. Я. К стратиграфии аптских и альбских отложений Большого Балхана и Кубадага. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3, 1967.

Бордовский О. К. Накопление и преобразование органического вещества в морских осадках (исследование по проблеме происхождения нефти). Изд-во «Недра», М., 1964.

Борзасеков В. Ф. Геотермические условия нефтегазоносных областей платформенной части Туркмении. Автореферат диссерт. на соиск. учен. степени канд. геол.-минер. наук, М., 1968.

Борисов А. А., Васильев Л. Г., Каеш Ю. В., Семенович В. В., Жуковский Л. Г. Очерки геологического строения и нефтегазоносности Средней Азии. Гостоптехиздат, М., 1960.

Борщевский Г. А. Гидрогеологические исследования на нефть и газ в комплексе с поисково-разведочными работами. В сб. Перспективы нефтегазоносности и направление геолого-разведочных работ в западных районах Средней Азии. Гостоптехиздат, 1960.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Труды ГИН АН СССР, вып. 59, Изд-во АН СССР, М., 1962.

Браташ В. И., Будников Н. П., Грдзелев Л. И., Дикенштейн Г. Х., Пантелеев Ф. П., Руцков В. А., Симаков С. Н. Новые данные по геологии Северного Афганистана. Геология нефти и газа, № 2, 1967.

Брод И. О. Об известных и возможных нефтегазоносных бассейнах Средней Азии. Новости нефт. техн., сер. геол., № 11, 1960.

Брод И. О. Основы учения о нефтегазоносных бассейнах. Изд-во «Недра», М., 1964.

Брод И. О. О методике сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности. В кн. Сборник работ по геологии и геохимии горючих ископаемых. Изд-во Моск. ун-та, 1965.

Брод И. О., Васильев В. Г., Высоцкий И. В., Кравченко К. Н., Левинсон В. Г., Львов М. С., Оленин В. Б., Соколов Б. А. Нефтегазоносные бассейны земного шара. Изд-во «Недра», М., 1965.

Брод И. О., Еременко Н. А. Основы геологии нефти и газа. Гостоптехиздат, М., 1957.

Бушинский Г. И. Апатит, фосфорит, вивинит. (Фосфаты кальция, их минералогия, геология, происхождение и способы изучения). Изд-во АН СССР, М., 1952.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, геол. сер., (№ 67), вып. 156, 1954.

Бушинский Г. И. О конкрециях. В кн. Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Труды III Всесоюзного совещ. по литологии и минералогии осад. пород. Изд-во АН Аз. ССР, Баку, 1962.

Бушинский Г. И. О происхождении морских фосфоритов. Литология и полезные ископаемые, № 3, 1966.

Вальбе С. П. Стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности Восточного Копетдага и Предкопетдагского прогиба. Изд-во «Недра», М., 1967.

Вальбе С. П. Тектоника и прогноз диапазонов нефтегазоносности предгорных бассейнов (на примере Предкопетдагского прогиба). Сов. геология, № 1, 1969.

Вальбе С. П. Основные черты тектоники Копетдага. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1970.

Вальбе С. П., Кирьянов Ю. Г., Смирнов Л. Н. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности Восточного Копетдага. Геология нефти и газа, № 4, 1960.

Вальбе С. П., Смирнов Л. Н., Птушкин Э. И., Алланов А. Основные черты тектоники Туркменского сегмента Альпийской складчатой области. Геотектоника, № 6, 1970.

Варенцов М. И. Проблемы нефтеносности Туркмении в свете новых данных. В сб. Геол. и полезн. ископаемые Средней Азии. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1940.

Варенцов М. И., Суворов П. Г. Геологическое строение и нефтеносность системы Копетдагских гор. В сб. Геология и полезные ископаемые Средней Азии. Изд-во АН СССР, 1940.

Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, Л.—М., 1948.

Вассоевич Н. Б. Полевая геология. В кн. Спутник полевого геолога-нефтяника. Том I, Гостоптехиздат, Л., 1954.

Вассоевич Н. Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза. В кн. Геология и геохимия, вып. 1/7, Гостоптехиздат, Л., 1957.

Вассоевич Н. Б. По поводу терминов «битумы», «битумогены» и «битумоиды». Тр. ВНИГРИ, геол. сб., № 5, 1960.

Вассоевич Н. Б. О стадиях литогенеза нефтематеринских отложений терригенного типа. В кн. Вопросы литологии и минералогии осадочных пород. Изд-во АН Аз. ССР, Баку, 1962.

Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1967.

Вассоевич Н. Б., Высоцкий И. В., Гусева А. Н., Оленин В. Б. Углеводороды в осадочной оболочке Земли. Вест. Моск. ун-та, сер. геол., № 5, 1967.

Вассоевич Н. Б., Кузнецова Н. Г., Хамид А. Д. Новая номограмма для определения и оценки значимости коэффициента координации (корреляции рангов) Спирмана. Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., № 3, 1968.

Вистелиус А. Б. Минеральные ассоциации и характерные парагенезисы апт-сеноманской толщи Закаспия. Докл. АН СССР, т. 97, № 3, 1954.

Вистелиус А. Б. Спектральная яркость песчано-алевритовых пород апта, альба и сеномана Закаспия. В кн. Геология Закаспия. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1958.

Вистелиус А. Б., Крылов А. Я. Об абсолютном возрасте обломочной части песчано-алевритовых отложений юго-запада Средней Азии. Докл. АН СССР, т. 138, № 2, 1961.

Вистелиус А. Б., Ярославская Н. Н. Основные черты цветовой характеристики песчано-алевритовых отложений терригенного мела Закаспия. Докл. АН СССР, т. 95, № 2, 1954.

Высоцкий И. В. О нефтегазоносных бассейнах (принципы выделения на примере Карпатско-Байкальской складчатой системы). В кн.: Сборник работ по геологии и геохимии горючих ископаемых. Изд-во Моск. ун-та, 1965.

Габриэлянц Г. А. Геология и газоносность Центральных Каракумзв. Изд-во «Недра», М., 1965.

Габриэлянц Г. А., Кривошеев В. Т. Сводные стратиграфические разрезы нижнего мела. Центральные и Северные Каракумы. В кн.: Типовые разрезы мела и палеогена закрытых районов Туркмении. Труды Упр. геол. СМ Туркм. ССР, вып. 4, Изд-во «Туркменистан», Ашх., 1966.

Габриэлянц Г. А., Раевский М. И. Нефтегазоносность восточных районов Туркмении. Разведка и охрана недр, № 10, 1963.

Гансер А. Новые данные о геологии Центрального Ирана. IV Международный нефтяной конгресс, т. 1, М., 1966.

Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, его история, осадки, фауна, флора, условия их обитания и развитие. Кн. I и II. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Глазунова А. Е. Аммониты апта и альба Копетдага, Малого и Большого Балхана и Мангышлака. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолиздат, 1953.

Годин Ю. Н. О тектоническом строении и перспективах нефтегазоносности Туркменистана. Новости нефт. техн., сер. геол., № 11, 1960.

Годин Ю. Н. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Туркмении. Изд-во АН Туркм. ССР, Ашх., 1961.

Годин Ю. Н., Дикенштейн Г. Х., Жуковский Л. Г., Кравченко К. Н., Семенович В. В. Каракумский нефтегазоносный бассейн. Новости нефт. техн., сер. геол., № 11, 1960.

Годин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. Основные особенности тектонического строения территории Туркменской ССР. Сов. геол., № 1, 1958.

Легенс Э. Т. Геохимия осадочных образований. Пер. с англ. Изд-во «Мир», М., 1967.

Дикенштейн Г. Х., Аржевский Г. А., Габриэлянц Г. А., Денисевич В. В., Еникеев П. Н., Каеш Ю. В., Максимов С. П., Семенович В. В., Азимов П. К., Грищенко Ю. А., Ляшевич З. В., Соколов И. П. Нефтяные и газовые месторождения Средней Азии. Изд-во «Недра», М., 1965.

Дмитриев А. В. Стратиграфия и устрицы палеогена южных районов Туркменистана. Автореферат диссерт. на соиск. учен. степ. канд. геол.-минерал. наук, Ашх., 1965.

Дмитриева Е. В., Либрович В. Л., Некрасова О. И., Хабаков А. В. Вопросы классификации осадочных горных пород. В кн. Генезис и классификация осадочных пород. Изд-во «Наука», М., 1968.

Друщиц В. В., Михайлова И. А. Биостратиграфия нижнего мела Северного Кавказа. Изд-во Моск. ун-та, 1966.

Егоян В. Л. О некоторых аммонитах клансея Западного Кавказа. В сб. Фауна, стратиграфия и литология мезозойских и кайнозойских отложений Краснодарского края. Труды Краснодарского филиала ВНИИ, вып. 16, Изд-во «Недра», Л., 1965.

Езизашвили А. Г. Тектоника района Ашхабада в связи с перспективами нефтегазоносности. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2, 1965.

Езизашвили А. Г. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Передовой зоны

Центрального и Западного Копетдага. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2, 1968.

Жабрєв Д. В., Ларская Е. С., Нєсов Г. И., Владарская В. Р., Лазарева В. М. Нефтематеринские свиты Западного Предкавказья, основные закономерности их формирования и перспективы нефтегазоносности. Труды ВНИГНИ, вып. 55, Изд-во «Недра», М., 1966.

Животовская А. И., Айнемер А. И., Одесский И. А., Яхнин Э. Я. Очерки по физической седиментологии. Изд-во «Недра», Л., 1964.

Жижченко Б. П. Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей. Изд-во «Недра», М., 1969.

Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Изд-во Харьковск. ун-та, 1959.

Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. Изд-во «Наука», М., 1966.

Ильин В. Д. Стратиграфия и фауна альбского яруса Западного Узбекистана и сопредельных районов Восточной Туркмении. Тр. ВНИГНИ, выпуск XXXV, Л., 1961.

Калугин П. И. Объяснительная записка к листу J—40 геологической миллионной карты СССР. Копетдаг. М.—Л., 1946.

Калугин П. И. Стратиграфия. Нижнемеловые отложения Копетдага и Бадхыза. Геология СССР, т. XXII, Туркменская ССР, ч. I. Гостеолтехиздат. М., 1957.

Калугин П. И. Перспективы нефтегазоносности Копетдага. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 5, 1964.

Калугин П. И. Схема тектонического районирования советского Копетдага. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1966.

Калугин П. И., Дмитриев А. В., Кожевникова Г. Е. Стратиграфия верхнемеловых и палеоценовых отложений Копетдага и Бадхыза. Туркмениздат, Ашх., 1964.

Калугина О. Я., Калугин П. И. Копетдагское обрамление Южно-Каспийского и Каракумского артезианских бассейнов. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2, 1968.

Карташев В. Ф. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности предгорий Копетдага (внутренний борт Предкопетдагского прогиба). Автореферат диссерт. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук, М., 1969.

Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, М., 1948.

Кленова М. В. Особенности современного морского осадкообразования и составление палеогеографических карт. В сб. Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт. Труды V Всесоюз. литол. совещ. Изд-во Сиб. отд. АН СССР, Новосиб., 1963.

Конюхов И. А. О зависимости петрофизических свойств терригенных пород от их литологии. Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., № 3, 1961.

Конюхов И. А. Различия минерального состава терригенных отложений нефтегазоносных бассейнов разного типа. В кн. Генезис и классификация осадочных пород. Изд-во «Наука», М., 1968.

Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Труды ГИН АН СССР, вып. 121. Изд-во «Наука», М., 1965.

Крашенинников Г. Ф. Основные принципы классификации осадочных пород и современных осадков. В кн. Генезис и классификация осадочных пород. Изд-во «Наука», М., 1968.

Кривошеев В. Т. Основные черты палеогеографии и истории геологического развития Центральных и Северных Каракумов в раннемеловую эпоху. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 6, 1966.

Крымгольц Г. Я. О работе Комитета по стратиграфии средиземноморского мезозоя. В кн. Проблемы геологии на XXII сессии Международного Геологического конгресса. Изд-во «Наука», М., 1966.

Крымус В. Н. Разрывная тектоника Копетдага. В сб. Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. Изд-во «Наука», М., 1966.

Кубасов И. М., Рубан В. И. Новые газонасные площади на Зеагли-Дарвазинском поднятии. В сб. Геология и полезные ископаемые Туркмении, вып. 5. Труды Упр. геол. СМ Туркм. ССР, Изд-во «Ылым», Ашх., 1968.

Кудельский А. В. К оценке перспектив нефтегазоносности Западного Копетдага по гидрогеологическим показателям. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 5, 1968.

Кудельский А. В., Барташевич О. В. О перспективах нефтегазоносности Западного Копетдага. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3, 1964.

Кудельский А. В., Калугин В. П. Геологическое строение и гидрогеологические условия Западного Копетдага в связи с перспективами нефтегазоносности. В сб. Геология и полезные ископаемые Туркмении, вып. 5. Труды Упр. геол. СМ Туркм. ССР, Изд-во «Ылым», Ашх., 1968.

Куприн П. Н. Типы нефтегазоносных бассейнов Средней Азии. Третья научно-отчетная конф. геол. факультета МГУ (тезисы докл.), М., 1968.

Куприн П. Н., Архипов А. Я. О перспективах нефтегазоносности северных предгорий Западного Копетдага. Геология нефти и газа, № 5, 1963.

Леонтьев О. К. Краткий курс морской геологии. Изд-во Моск. ун-та, 1963.

Либрович В. Л. Происхождение основных форм карбонатной цементации песчаных отложений апта и альба Туаркыра. В сб. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 1. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 42, Гостоптехиздат, Л., 1960.

Либрович В. Л. Сингенетичная карбонатная цементация некоторых песчаных отложений нижнего мела Туаркыра. В сб. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 2. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, Гостоптехиздат, Л., 1961.

Либрович В. Л. К методике составления литолого-фациальных карт Запада Средней Азии. В сб. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 2. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, Гостоптехиздат, Л., 1961.

Либрович В. Л. Типы пород апта и альба Западного Копетдага и их петрографические особенности. В сб. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 14. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 109, Гостоптехиздат, Л., 1963.

Лобжанидзе Г. П. К стратиграфии аптских и альбских отложений восточной периферии Дзирулского массива. В сб. Вопросы геологии Грузии, к XXII сессии Международного геологического конгресса. Тбилиси, 1964.

Логвиненко Н. В. Введение в методику исследования осадочных пород. Изд-во Харьков. ун-та, 1957.

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). Изд-во «Высшая школа», М., 1967.

Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Изд-во «Наука», Л., 1968.

Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Изд. 3-е, Госгеоллиздат, М.—Л., 1947.

Луппов Н. П. К палеогеографии среднеазиатской части СССР в нижнемеловую эпоху. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1938.

Луппов Н. П. История геологического развития. Меловой период. Геология СССР, т. XXII, Туркменская ССР, ч. 1. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Луппов Н. П. Нижнемеловые отложения Туркмении. В сб. Вопросы геологии Туркмении, Изд-во «Туркмениздат», Ашх., 1965.

Луппов Н. П., Сиротина Е. А., Товбина С. З. К стратиграфии аптских и альбских отложений Копетдага. В сб. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 1. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 42, Гостоптехиздат, Л., 1960.

Македонов А. В. Конкреции воркутской угленосной свиты (опыт применения конкреций для изучения осадочных толщ). Автореферат диссерт. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук, М., 1954.

Македонов А. В. Парагенезис углей, вмещающих пород и конкреций воркутской свиты и методы прогноза угленосности. Труды Лабор. геол. угля АН СССР, вып. V, М., 1956.

Мания А. А. Сеноманские отложения Центрального Копетдага. В сб. Геология и полезные ископаемые Туркмении. Стратиграфия. Материалы Юбилейной научно-техн. конф. геол. службы Туркм. ССР, Ашх., 1969.

Мархасева З. В. Стратиграфическое значение спор и пыльцы конца раннего и начала позднего мела для территории Центральных Каракумов и Восточной Туркмении. Автореферат диссерт. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук. Ашх., 1966.

Марченко В. И. Стратиграфия, литология и фации неокома Копетдага. Неоком Копетдага, кн. 1. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. II. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 78, 1962.

Марченко В. И. Ритмичность в морских отложениях геосинклинальных областей (на примере неокома Копетдага). Литология и полезные ископаемые, № 2, 1967.

Методическое руководство по геологической съемке и поискам. Под ред. С. А. Музылева. Госгеолтехиздат, М., 1954.

Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Методические указания по составлению литолого-фациальных и палеогеографических карт. Под ред. М. М. Алиева, С. Г. Саркисяна, М., 1967.

Методы изучения осадочных пород. Том I и II. Госгеолтехиздат, М., 1957.

Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Пер. с франц., Изд-во «Недра», Л., 1968.

Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Том I и II. Пер. с англ., Изд-во «Недра», М., 1968.

Мирзаханов М. К. Геологическое строение Предкопетдагского прогиба и зоны сочленения прогиба с Каракумской платформой по данным структурно-профильного бурения. Труды Компл. южной геол. экспед. АН СССР, вып. 8, 1962.

Мирзоев Г. Г. О границе между аптом и альбом и ее положение в разрезе юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Сов. геология, № 11, 1964.

Мирошниченко В. П. Геологическое строение Северо-Восточного Хорасана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1947.

Митгарц Б. Б. Гидрохимическая зональность и нефтепоисковое значение подземных вод западной части Средней Азии. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 1. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 42, Гостоптехиздат, Л., 1960.

Мордвилко Т. А. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. Часть 1—2. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1960—1962.

Волго-Уральской нефтегазоносной области. Труды ВНИГНИ, вып. 53, Изд-во «Недра», М., 1967.

Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. Геохимия, № 11, 1967.

Руководство по методике люминесцентно-битуминологических исследований. Изд-во «Недра», Л., 1966.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Изд. 2-е, Гостоптехиздат, Л., 1961.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Изд. 2-е, Гостоптехиздат, Л., 1962.

Савельев А. А., Василенко В. П. Фаунистическое обоснование стратиграфии нижнемеловых отложений Мангышлака. Труды ВНИГРИ, вып. 218, Гостоптехиздат, 1963.

Сапожников В. Б., Ташлиев М. Ш. Альбские фосфориты Гяусдага. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 5, 1969.

Семенцов А. Ф. Современная структура и перспективы нефтегазоносности Ашхабадской депрессии. В сб. Геология и полезные ископаемые Туркмении, вып. 6. Труды Упр. геол. СМ Туркм. ССР, Изд-во «Ылым», Ашх., 1969а.

Семенцов А. Ф. Глубинное строение и тектонические предпосылки перспектив нефтегазоносности Предкопетдагского прогиба и сопредельных территорий. Автореферат диссерт. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук, Ашх., 1969б.

Семов В. Н. Стратиграфия. Меловая система. В кн. Прикарабагазье (восточная часть Среднекаспийского нефтегазоносного бассейна). Геология и нефтегазоносность Юга СССР, вып. 12, Изд-во «Недра», Л., 1964.

Синицин В. М. Палеогеография Азии. Изд-во АН СССР, Л., 1962.

Синицин В. М. Введение в палеоклиматологию. Изд-во «Недра», 1967.

Скуб А. И. Литолого-битуминологические особенности и коллекторские свойства апт-альбских отложений Западного Копетдага в связи с их нефтегазоносностью. «Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии», № 5—6, Ашх., 1965.

Скуб А. И. Коллекторские свойства и перспективы нефтегазоносности терригенного апт-сеноманского комплекса Западного Копетдага. Автореферат диссерт. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук, М., 1969.

Скуб А. И., Атаев Б. А. О типах коллекторов нефти и газа в разрезах апта и альба Западного Копетдага. «Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии», № 1, Ашх., 1965.

Скуб А. И., Ташлиев М. Ш. Возможные коллекторы нефти и газа терригенного апт-сеноманского комплекса Копетдага. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3, 1969.

Словарь по геологии нефти. 2-е изд. Под ред. И. Ф. Мирчинка. Гостоптехиздат, Л., 1958.

Соймонова О. Д., Слудская Н. Н. Рентгенографическое изучение фосфоритов СССР. В сб. Агрономические руды СССР, т. VI, Гостоптехиздат, М.—Л., 1941.

Соколов М. И. Фации альбских отложений Западной Туркмении, Южного Устюрта и Мангышлака. Труды Всес. аэрогеол. треста. Материалы по региональной геологии, вып. 4, Госгеолтехиздат, М., 1958.

Соколов М. И. Об объеме альбского яруса и зональном сопоставлении альбских отложений Туркмении и Мангышлака с разрезами стратотипов Англии и Франции (автор. докл.). Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 38, вып. 2, 1963.

Соколов М. И. Зональное расчленение и фации альбских и верхнемеловых отложений Закаспия. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 41, вып. 4, 1966.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Том I и II, Гостоптехиздат, Л., 1958.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. М., Разживина А. Н., Ратеев М. А., Сапожников Д. Г., Шишова Е. С. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, М., 1954.

Сукачева М. П., Шахова А. Н., Захарова М. Г. К стратиграфии и литологии палеогеновых отложений Западного Копетдага. В сб. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 2. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46. Гостоптехиздат, Л., 1961.

Ташлиев М. Ш. Литологические и битуминологические особенности аптских и альбских отложений Центрального, Гяурского и Восточного Копетдага в связи с перспективами нефтегазоносности их в Предкопетдагском прогибе. Тез. докл. II Обще-моск. конф. молодых научн. сотр. геол.-нефтяников, М., 1966.

Ташлиев М. Ш. Типы пород апта и альба центральных и восточных районов Копетдага. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2, 1968а.

Ташлиев М. Ш. Конкреционные образования апта и альба центральных и восточных районов Копетдага. Вест. Моск. ун-та, сер. геол., № 5, 1968б.

Ташлиев М. Ш. О коллекторских свойствах аптских и альбских отложений центральных и восточных районов Копетдага. В сб. Поисково-разведочные работы в перспективных районах на нефть и газ. Темат. научно-техн. обзор сер. нефтегазовая геол. и геофиз., ВНИИОЭНГ, М., 1968в.

Ташлиев М. Ш., Скуб А. И. Вещественный состав и условия накопления отложений терригенной апт-туронской формации Копетдага. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2, 1969.

Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. Изд-во АН СССР, М., 1958.

Теодорович Г. И. О классификации песчаников на основе вещественного состава четырех обломочных компонентов и характера цемента. В кн. Фации и условия формирования нефтегазопроизводящих свит. Изд-во «Наука», М., 1966.

Тимофеев З. В. Карбонатные конкреции среднего карбона Донбасса и их значение для изучения фациального состава угленосной толщи. Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1956.

Товбина С. З. О верхнебарремских аммонитах Туркмении. В сб. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 14. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 109, Гостоптехиздат, Л., 1963.

Товбина С. З. Аптские и альбские отложения Данатинской антиклинали. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1967.

Товбина С. З. О зоне *Acanthohoplites prodromus* в пограничных отложениях апта и альба Туркмении. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2, 1968.

Томашаев К. Литолого-стратиграфическая характеристика верхнеюрских отложений Копетдага. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1966.

Урманова С. Х. К стратиграфии нижнемеловых отложений Горного Бадхыза. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3, 1961.

Урманова С. Х. Стратиграфия и фауна нижнемеловых отложений Горного Бадхыза (Туркмения). Автореферат диссерт. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук, Ашх., 1964.

Урманова С. Х., Ташлиев М. Ш. Аптские отложения Центрального, Гяурского, Восточного Копетдага и Горного Бадхыза. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1967а.

Урманова С. Х., Ташлиев М. Ш. Альбские отложения Центрального, Гяурского, Восточного Копетдага и Горного Бадхыза. Изв. АН Туркм. ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 5, 1967б.

Условия осадконакопления и геохимическая характеристика мезокайнозойских отложений западных районов Средней Азии. Под ред. Г. Х. Дикенштейна, Т. Н. Куницкой, П. С. Славина, О. В. Барташевич. Изд-во «Недра», М., 1964.

Фартуков М. М., Чирва Г. И., Шевелева А. П. Сводные стратиграфические разрезы верхнего мела. Центральные и Северные Каракумы. В кн. Типовые разрезы мела и палеогена закрытых районов Туркмении. Труды Упр. геол. СМ Туркм. ССР, вып. 4. Изд-во «Туркменистан», Ашх., 1966.

Физические свойства осадочного покрова территории СССР. Под ред. М. Л. Озерской и Н. В. Подобы. Изд-во «Недра», М., 1967.

Филиппов Б. В. Типы природных резервуаров нефти и газа. Изд-во «Недра», Л., 1967.

Флоровская В. Н. Люминесцентно-битуминологический метод в нефтяной геологии. Изд-во Моск. ун-та, 1957.

Фролов В. Т. Фациальные условия образования карбонатных конкреций среднеюрских и верхней части нижнеюрских отложений Дагестана. Докл. АН СССР, т. 122, № 6, 1958.

Фролов В. Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. Изд-во Моск. ун-та, М., 1964.

Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). Изд-во Моск. ун-та, 1965.

Хайн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, Баку, 1954.

Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», М., 1964.

Хайн В. Е. Западный Эльбрус и впадины Центрального Ирана. В кн. Тектоника Европы. Объяснит. записка и междунар. тектон. карте Европы, М., 1964.

Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. Изд-во АН СССР, М., 1958.

Ходжадов Х. Х. Тектоническое строение предгорий Западного Копетдага на примере Баши-Коджинского района. В сб. Геология и полезные ископаемые Туркмении, вып. 5. Труды Упр. геол. СМ Туркм. ССР, Изд-во «Ылым», Ашх., 1968.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. 3-е изд., Госгеолтехиздат, М., 1958.

Шустов В. А., Лунина О. П., Губский А. Я. О достоверности определения коллекторских свойств песчаников Таджикской депрессии по образцам из обнажений методикой математического анализа. Геология нефти и газа, № 6, 1967.

Шустов В. Д. Обзор и анализ минералогических классификаций песчаных пород (по работам американских и русских литологов за последние двадцать лет). Литология и полезные ископаемые, № 1, 1965.

Эристави М. С. Верхнеальбские аммониты Копетдага. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, т. VIII (XII), 1955.

Эристави М. С. Подразделение нижнего мела альпийской зоны. Монографии Геологического ин-та АН Груз. ССР, № 11, Тбилиси. 1962.

Юдборзевский И. Х. Закономерности изменения плотности пород осадочной толщи мезозоя и кайнозоя на территории западной части Средней Азии. В сб. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 14. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 109, Гостехиздат, Л., 1963.

Яхнин Э. Я. О гранулометрическом составе отложений апта и альба Туаркыра в связи с их происхождением. В сб. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 2. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, Гостехиздат, Л., 1961.

Яхнин Э. Я. Апт и альб Западной Туркмении (литология, условия образования отложений и история геологического развития территории). Автореферат диссерт. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук, Л., 1965.

Яхнин Э. Я., Соболева В. Н. О минералогическом составе отложений апта и альба Туаркыра. В сб. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 14. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 109, Гостехиздат, Л., 1963.

Clapp G. Geology of Eastern Iran. Bulletin of the Geol. Soc. of America, vol. 51, № 1, 1940.

Mc Connell D. The Petrography of Rock Phosphates. The Journal of Geology, vol. 58, № 1—3, 1950.

Vergleichende Tabelle der neuesten veröffentlichten geochronologischen Skalen für Zeiten der Phanerozoikums. Aus der Arbeit der Internationalen Kommission für Geochronologie. Geologie, 17, № 2, Berlin, 1968.

ОПИСАНИЯ РАЗРЕЗОВ И ТАБЛИЦЫ ФОТОГРАФИЙ

Разрез в ущелье Тежева

(Центральный Копетдаг)

Рассматриваемые отложения находятся в Бахарденском районе. Описание разреза начато на юго-восточном склоне г. Дагирмандаг близ курорта Арчман, продолжено на юго-востоке и закончено на правом борту ущ. Тежева (Караялчи) в 2 км от кяриза Тежева. Разрез расположен на юго-восточном крыле Дагирмандагской антиклинали, в ядре которой обнажаются отложения верхнего баррема. Аптские и альбские отложения, обнажающиеся на юго-восточном крыле антиклинали, падают под углом 40—60°. Обнаженность пород хорошая и удовлетворительная.

Верхний баррем

1. Мергели (М2) тонкоплитчатые, горизонтальнослоистые. В кровле пачки наблюдается прослой мергелей мощностью 0,2 м с текстурой взмучивания, с многочисленными створками устриц и редкими раковинами аммонитов. Мощность более 10 м.

Нижний апт

Зона *Deshayesites weissii*

2. Алевролиты (А4) мелкозернистые, известковистые, с палочковидной отдельностью. Мощность 74 м.

3. Переслаивание известковистых мелкозернистых алевролитов (А4) с мелкой палочковидной отдельностью и подобных же по структуре пород, но очень крепких, массивных. В 17 м от основания пачки присутствует прослой известняка (ИБ1) толщиной 0,1 м. Мощность 29,5 м.

4. Алевролиты (А4) мелкозернистые, известковистые, с палочковидной отдельностью и редкими маломощными (3—4 см) прослоями известняков (ИА). В 35—36 м от основания пачки алевролиты постепенно сменяются песчаниками (П2). Мощность 41,4 м.

5. Алевролиты мелкозернистые, известковистые, зеленовато-серые. В нижней части пачки (около 10 м) породы слоеватые (А4), а в средней и верхней — плитчатые, с тонкой горизонтальной слоистостью (А2). В кровле — бронирующий прослой среднезернистых известняков (ИК) толщиной 0,2 м. Мощность 30,5 м.

Зона *Deshayesites deshayesi*

6. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. Приблизительно в 10 м от основания пачки присутствует кальцитовый конкреционный прослой толщиной 0,1 м. Мощность 29,5 м.

7. Алевролиты (А4) мелкозернистые, с окисленными железистыми конкрециями диаметром 2—3 см и редкими створками устриц. В 19 м от основания пачки и в кровле ее присутствуют прослои известняков (ИБ1) толщиной 0,1 м. Мощность 45,0 м.

8. Алевролиты (А2) крупнозернистые, с редкими ходами червей-иллоедов. Мощность 82,0 м.

9. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые, известковистые. Вверх по разрезу они постепенно сменяются песчанистыми крупнозернистыми алевролитами (А2). Мощность 71,0 м.

Зона *Dufrenoyia furcata*

10. Хлидолиты (Х2) алевритистые, известковистые, с ходами червей-иллоедов. Мощность 38,5 м.

11. Алевролиты (А2) мелкозернистые, известковистые. Мощность 33,5 м.
12. Песчаники (П3) известковистые, с единичными оолитами. Мощность 4,8 м.
13. Алевролиты (А4) крупнозернистые. В средней части пласта наблюдается прослой (0,5 м) крупнокристаллического известняка (ИК) с примесью крупного органического детрита. Мощность 9,0 м.
14. Песчаники (П3). Мощность 17,0 м.

Средний апт

Зона *Epicheloniceras subnodoscostatum*

15. Известняки (ИА) мелкоалевритистые, горизонтальнослоеватые, светло-серые (что хорошо отличает их от ниже- и вышележащих пород). Мощность 12,8 м.
16. Алевролиты (А2) крупнозернистые, известковистые. Содержание CaCO_3 уменьшается вверх по разрезу от 21 до 7%. Мощность 58,0 м.
17. В нижней части пачки залегают известковистые крупнозернистые алевролиты (А2), в средней части — известковистые песчаники (П3), а в верхней — мелкозернистые алевролиты (А2). Переходы между ними постепенные. В 61 м от основания пачки присутствует слой (0,8 м) известняка (ИБ1). Мощность 89,0 м.
18. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. В основании пачки наблюдается пласт оолитово-крупнодетритовых известняков (ИД) мощностью 1,8 м. Прослой подобных же известняков, но менее мощные (0,2—0,3) встречены в верхней половине пачки. Кроме того, в 10,2 м от ее основания залегает метровый пласт известняков (ИБ1). Мощность 28,2 м.
19. Известняки (ИО) алевритистые, перекрывающиеся пластом (0,5 известняка (ИБ1). Мощность 11,8 м).
20. Известняки (ИО) песчаные, с средней горизонтальной слоистостью. Иногда наблюдается косая слоистость. Мощность 5,2 м.

Зона *Parahoplites melchioris*

21. Алевролиты (А4) крупнозернистые, глинисто-песчаные. В 2 м от кровли пачки они постепенно сменяются известковистыми крупнозернистыми алевролитами (А2). Мощность 74,0 м.
22. Алевролиты (А2) мелкозернистые, песчано-глинистые. Выше по разрезу в 29 м от основания пачки они постепенно сменяются известковистыми песчаниками (П2). Мощность 39,0 м.
23. Алевролиты (А1) глинистые. В верхней части пачки, в интервале 10 м наблюдаются три метровых слоя массивных известковистых мелкозернистых алевролитов. Мощность 66,0 м.
24. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. Мощность 47,0 м.
25. Алевролиты (А4) крупнозернистые, песчано-глинистые. Они перекрываются двухметровым пластом алевролитов (А1). Мощность 7,0 м.
26. Алевролиты (А2) крупнозернистые. Мощность 23,5 м.

Верхний апт

Зона *Acanthohoplites prodromus*

27. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые, с маломощными (0,1 м) известковыми конкреционными прослоями, осложненными фунтиковой текстурой. Мощность 38,7 м.
28. Алевролиты (А2) крупнозернистые, песчано-глинистые. Слоистость тонкая. На поверхностях напластования заметны редкие следы ползания червей. Мощность 86,0 м.
29. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые, с крупными септариевыми кальцитовыми конкрециями в верхней части пачки. Наблюдается несколько прослоев (0,1—0,2 м) тонкоплитчатых крупнозернистых алевролитов (А2). Мощность 55,0 м.
30. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. Характерно наличие многочисленных маломощных (в среднем 5 см) известковистых мелкозернистых алевролитов с отчетливой плитчатостью, на поверхностях напластования которых наблюдаются плохо сохранившиеся мелкие знаки ряби, следы ползания червей, неясно выраженные механо-глифы. В 10 м от основания пачки алевролиты (А4) постепенно сменяются тонкослоистыми мелкозернистыми алевролитами (А2). Встречаются известковые конкреции: мелкие концентрические (в нижней части пачки) и крупные септариевые. Мощность 39,0 м.

Зона *Acanthohoplites polani*

31. Хлидолиты (Х2) алевритистые, в отдельных горизонтах с текстурой «конус в конус». Присутствуют прослой мелкозернистых алевролитов мощностью от 0,2 до 0,4 м, а также небольшие концентрические кальцитовые конкреции. Мощность 65,0 м.
32. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые, с включениями шаровидных однородных известковых конкреций диаметром 3—5 см. Мощность 13,3 м.
33. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. В 14 м от основания пачки глинистость пород постепенно уменьшается за счет увеличения в них карбонатов до 24%. Мощность 20,0 м.

34. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые. Встречаются прослой мелкозернистых алевролитов мощностью 0,1—0,3 м со слабо выраженными знаками ряби течений. Мощность 32,2 м.

35. В основании — следы размыва (неровная поверхность подошвы и прослой конгломератов мощностью 5—7 см). Выше залегают известковистые песчано-глинистые мелкозернистые алевролиты (А2). Мощность 18,8 м.

36. Алевролиты (А2) крупнозернистые, известковистые. Мощность 15,5 м.

37. В нижней части пачки (около 5 м) — аргиллиты (Г2). Выше залегают глинистые мелкозернистые алевролиты (А2). Мощность 32,8 м.

38. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. Мощность 9,2 м.

Зона *Huracanthoplites jacobii*

39. Нижние 35 м пачки сложены аргиллитами (Г2) с септариевыми конкрециями. Выше эти породы постепенно сменяются глинистыми мелкозернистыми алевролитами (А2). Мощность 53,0 м.

40. В нижних 27 м пачки наблюдаются глинистые мелкозернистые алевролиты (А4). Выше они постепенно переходят в крупнозернистые алевролиты (А2). Мощность 40,5 м.

41. Алевролиты (А2) мелкозернистые. Мощность 10,0 м.

42. Песчаники (П2) известковистые, с редкими железистыми бобовинами. Мощность 9,5 м.

43. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые, с редкими концентрическими кальцитовыми конкрециями. В кровле пачки — пласт алевролитов (А1) мощностью 1,9 м. Мощность пачки 19,3 м.

Нижний альб

Зона *Leymeriella tardefurcata*

44. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые. В 42 м от основания — маломощный конкреционный кальцитовый прослой с фунтиковой текстурой. Мощность 86,0 м.

45. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые, со средней слоистостью и однородными конкрециями диаметром 20—30 см. Мощность 33,5 м.

Зона *Douvilleiceras mamillatum*

46. Пачка расчленяется на три части. Нижняя из них (5 м) состоит из мелкозернистых алевролитов (А4). Выше эти породы постепенно сменяются мелкоалевритистыми аргиллитами (Г1) мощностью 25 м. Верхняя часть пачки складывается известковистыми мелкозернистыми алевролитами (А1), контакт которых с нижележащими аргиллитами постепенный. Мощность пачки 60,0 м.

47. Алевролиты (А2) крупнозернистые, песчано-глинистые, с коллоидальным фосфатом. На дневной поверхности наблюдаются многочисленные высыпки ярозита. Мощность 37,4 м.

Средний альб

Зона *Hoplites dentatus*

48. Хлидолиты (Х1) сильно алевритистые. В основании пачки — следы размыва (фосфоритовые гальки и гравий, неровная поверхность подошвы). В 2 и 32 м от основания присутствуют два горизонта мощностью 0,2 и 0,3 м со створками устриц и многочисленными ядрами двустворок. Мощность 46,5 м.

Зоны *Anahoplites intermedius* и *An. daviesi*

49. Хлидолиты (Х1) сильно алевритистые, известковистые, с многочисленной мелкой фосфоритовой галькой в основании слоя. Мощность 2,5 м.

50. Нижняя половина пачки сложена мелкоалевритистыми аргиллитами (Г1). Выше они с постепенным переходом через алевролиты сменяются песчаниками (П2) с известковыми концентрическими конкрециями. Мощность 33,8 м.

51. Алевролиты (А2) крупнозернистые. Мощность 2,2 м.

52. Внизу (23 м) — крупнозернистые алевролиты (А2) с невыдержанной умеренно тонкой слоистостью. Выше они постепенно переходят в песчаники (П2). Мощность 40,4 м.

53. Песчаники (П3) известковистые, с частыми текстурами взмучивания. Встречено три конкреционных прослоя мощностью 0,3—1 м с крупными караваеобразными и эллипсоидальными конкрециями. Мощность 30,9 м.

Верхний альб

Зона *Anahoplites rossicus*

54. Алевролиты (А2) крупнозернистые, глинистые. Слоистость пород выдержанная, горизонтальная, средняя. Мощность 24,1 м.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

1. Горизонтальная умеренно тонкая слоистость алевролитов (A2).
2. Перекрестная косая слоистость оолитовых известняков (ИО1). Зона *Epicheloniceras subnodosocostatum*. Окрестности ущелья Тежева.
3. Однонаправленная косая слоистость оолитовых известняков (ИО1). Зона *Epicheloniceras subnodosocostatum*. Долина р. Чулинка.
4. Следы размыва в основании пачки песчаников (П2). Зона *Hoplites dentatus*. Долина р. Чулинка.
5. Фосфоритовые гальки, гравий и обломки раковин в песчаниках (П2). 0,7 натуральной величины.
6. Норка моллюска-камнеточа в переотложенной кальцитово-конкреции. Зона *Acanthohoplites polani*. Долина р. Секизяб.
7. Косая слоистость алевролитов (A3). Зона *Acanthohoplites prodromus*. Долина р. Фирузинка. Мощность слоя 0,15 м.
8. Текстура «конус в конус» в кальцитовом конкреционном пласте. Зона *Acanthohoplites prodromus*. Долина р. Душак. В натуральную величину.
9. То же, под микроскопом. Увел. 35. Николи скрещены.

Таблица II

1. Кальцитовые однородные конкреции.
2. Кальцитовая концентрическая конкреция.
3. Кальцитовая конкреция с плохо развитыми септами.
4. Внутренняя часть септариевой кальцитовой конкреции.
5. То же. В натуральную величину.
6. Гнезда ожелезнения, возникшие по пиритовым конкрециям. Зона *Deshayesites deshayesi*. Окрестности долины р. Секизяб.

Таблица III

1. Песчаник (П2) с кальцитовым цементом. Увел. 35. Николи скрещены.
2. Удлиненные и конформные контакты зерен в песчанике с известково-глинистым цементом. Увел. 100. Николи скрещены.
3. Фосфатные переотложенные микроконкреции в хлидолите (XI). Зоны *Anahoplites intermedius* и *An. daviesi*. Долина р. Арчиньян. Увел. 20. Без анализатора.
4. Фосфорит с кальцитовой псевдоморфозой по спикеле губки. Верхний альбский фосфоритовый пласт Гяурсадага. Увел. 100. Николи скрещены.
5. Алевролит (A4) мелкозернистый, глинистый. Увел. 40. Николи скрещены.
6. Аргиллит мелкозернистый (Г1) с микроконкрециями пирита и углистыми частицами. Увел. 100. Николи скрещены.

Таблица IV

1. Органогенно-детритовый известняк (ИД1). Увел. 35. Без анализатора.
2. Оолитовый известняк (ИО2) с микростилолитами. Увел. 35. Николи скрещены.
3. Мирмекитовое зерно с вросками кварца в плагиоклазе. Алевролит (A2) зоны *Acanthohoplites prodromus*. Долина р. Секизяб. Увел. 230. Николи скрещены.
4. Кристаллы сидероплезита из конкреционной линзы зоны *Huracanthoplites jacobii*. Долина р. Арчиньян. Увел. 230. Николи скрещены.
5. Электронномикроскопический снимок частиц менее 0,001 мм, выделенных из аргиллита (Г2) зоны *Acanthohoplites prodromus*. Долина р. Душак. Увел. 7000.
6. Электронномикроскопический снимок частиц менее 0,001 мм, выделенных из глинистого мелкозернистого алевролита (A4) зоны *Douvilleiceras mammillatum*. Долина р. Секизяб. Увел. 10 000.

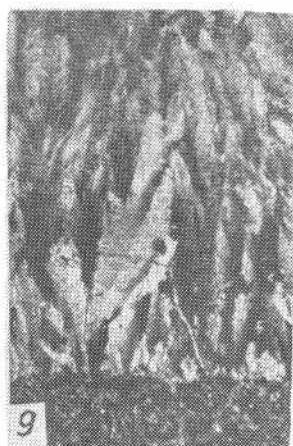
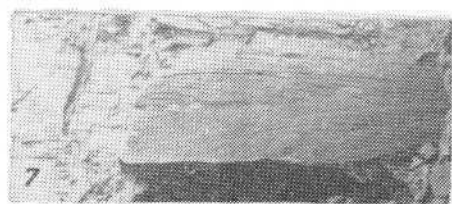
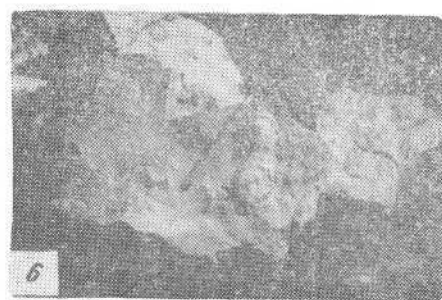
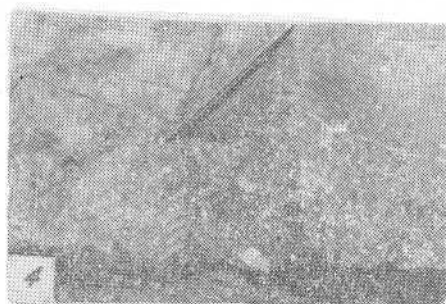
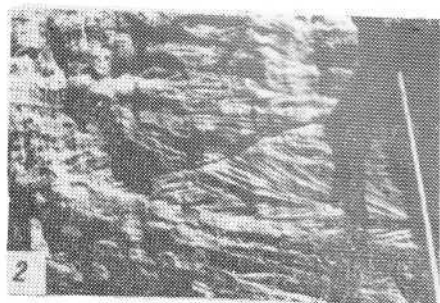
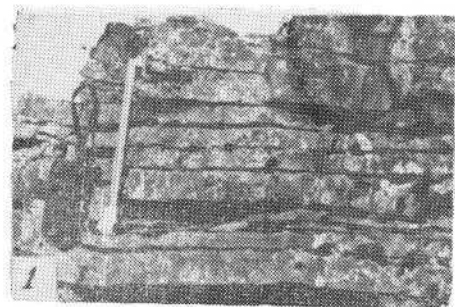


ТАБЛИЦА II

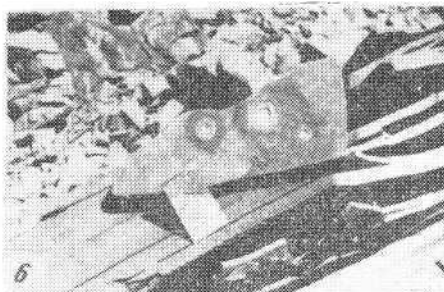
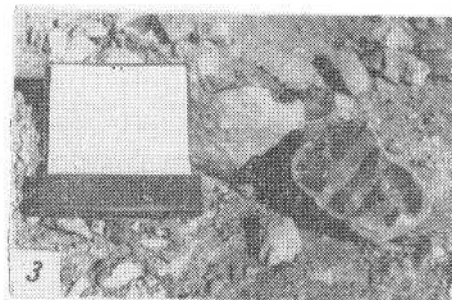
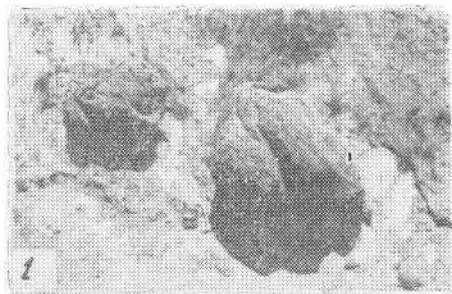


ТАБЛИЦА III

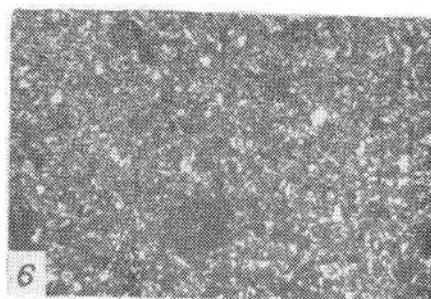
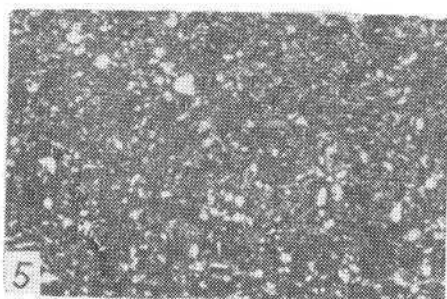
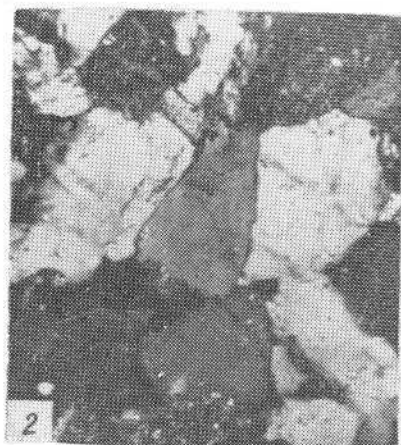
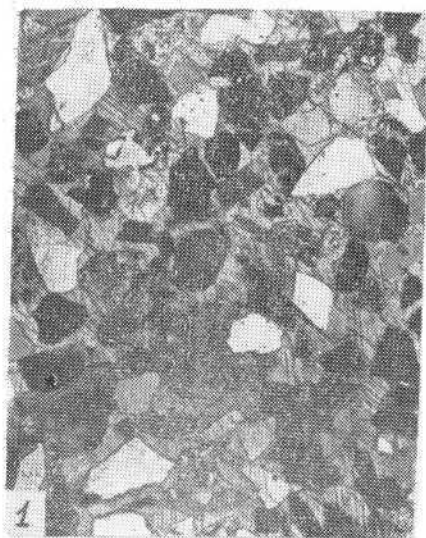
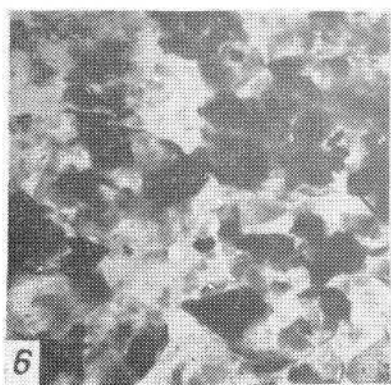
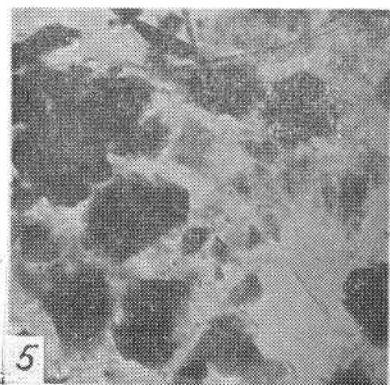
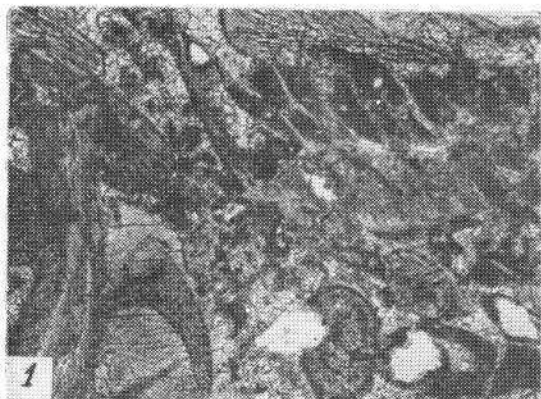


ТАБЛИЦА IV



Зона *Hysterocheras orbigny*

55. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. В верхней половине пачки они сменяются крупнозернистыми алевролитами (А2). В породах заключены крупные караваяеобразные и эллипсоидальные известковые конкреции. Мощность 78,0 м.

Зона *Pervinquieria inflata*

56. Песчаники (ПЗ) известковистые. Мощность 7,3 м.

57. Алевролиты (А4) крупнозернистые, глинистые, с концентрическими кальцитовыми конкрециями. Мощность 38,7 м.

58. Песчаники (ПЗ) известковистые. Мощность 28,4 м.

59. Алевролиты (А2) крупнозернистые, глинистые, известковистые. Мощность 14,5 м.

60. В нижней части пачки (10 м) — алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые, известковистые. Выше по разрезу эти породы постепенно сменяются глинистыми крупнозернистыми алевролитами (А2) с включениями шаровидных однородных кальцитовых конкреций. Мощность 33,2 м.

Зона *Stoliczkaia dispar*

61. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. Мощность 49,0 м.

62. Хлидолиты (Х1) известковистые, с глыбовой сфероидальной и призматической отдельностью, с включениями крупных шаровидных и караваяеобразных известковых конкреций. В основании пачки — признаки размыва (фосфоритовые гальки и гравий, бугристая поверхность подошвы). Мощность 35,5 м.

Нижний сеноман

Зона *Mantelliceras martimpreyi*

63. В большей нижней части пачки залегают глинистые мелкозернистые алевролиты (А2), иногда с текстурой взмучивания. Выше по разрезу они постепенно сменяются известковистыми песчаниками (ПЗ). Мощность 12,5 м.

Разрез в долине р. Секизяб (Центральный Копетдаг)

Разрез находится в Геоктепинском районе, в долине р. Секизяб и в открывающейся в нее сухой долине Аксу. Описание его начато в 1,5 км к северо-западу от колхоза «Путь ленинизма», продолжено к юго-востоку и закончено в 2 км от этого колхоза. Разрез расположен на северном крыле Скобелевской синклинали. Породы здесь падают на юго-запад под углом 30—70°, очень хорошо обнажены и доступны для изучения.

Верхний баррем

1. Чередование слоев массивных глинистых мергелей мощностью 0,1—0,3 м и плитчатых глинистых мергелей толщиной 3—5 см. Мощность пачки более 20 м.

2. Известняки (ИА) глинистые, с палочковидной отдельностью. Мощность 3,4 м.

3. Известняки (ИА) глинистые, горизонтально-слоистые. Мощность 7,1 м.

4. Мергели (М2) с прослоем (0,1 м) крупнодетритового известняка. Мощность 9 м.

5. Мергели (М2) горизонтально-слоистые. Мощность 2,5 м.

Нижний апт

Зона *Deshayesites weissii*

6. Известняки (ИА) алевритистые, с горизонтальной слоеватостью. Мощность 5,5 м.

7. Мергели (М1) с палочковидной отдельностью. В 4,3 м от основания пачки находится прослой устричника (ИБ1) толщиной 0,1 м. Мощность 19,3 м.

8. Мергели (М2) плитчатые, тонкослоистые. Мощность 2,0 м.

9. Мергели (М2) с палочковидной отдельностью. В нижней части пачки, в интервале 0,2 м они обогащены остатками криноидей и брахиопод. В 12 и 23 м от основания развиты два маломощных прослоя устричника (ИБ1) и крупнокристаллического известняка (ИК). Мощность 25,5 м.

10. Мергели (М2) массивные, с остатками мелких ринхонеллид и устриц. Мощность 0,4 м.

11. Алевролиты (А2) мелкозернистые, известковистые, с редкими створками устриц на поверхностях напластования. Мощность 2,2 м.

12. Мергели (М2) глинистые, мелкооскольчатые. В кровле — прослой (0,1 м) известняка (ИД) с раковинами устриц. Мощность 10,5 м.
13. Мергели (М2) глинистые, с прослоем устричника (ИБ1) толщиной 0,2 м. Мощность 5,9 м.
14. Мергели (М2) глинистые. В 4,2 м от основания — прослой криноидного известняка (ИД) толщиной 7 см. Мощность 6,2 м.
15. Нижняя половина пачки сложена алевролитами (А4) известковистыми, мелкозернистыми. Выше они постепенно сменяются массивными мергелями (М2). Мощность 8,0 м.
16. Алевролиты (А4) мелкозернистые, известковистые, сменяющиеся в 4 м от основания массивными мергелями (М2). Мощность 5,0 м.
17. Мергели, в нижней части пачки заключающие примесь обломочных мелкоалевритовых частиц. Мощность 5,6 м.
18. Мергели (М1), постепенно сменяющиеся в 1 м от основания массивными мергелями (М2). В кровле находится прослой кристаллического известняка (ИК) толщиной 7 см. Мощность 4,5 м.
19. Мергели (М2) глинистые, мелкооскольчатые. Мощность 1,9 м.

Зона *Deshayesites deshayesi*

20. Конгломераты. Мощность 0,1 м.
21. Аргиллиты (Г2) с редкими мелкими раковинами устриц и развернутых аммонитов. Мощность 12,7 м.
22. Аргиллиты (Г1) постепенно сменяющиеся в 42 м от основания пачки глинистыми мелкозернистыми алевролитами (А2). В 33 м от основания и выше наблюдаются девять разрозненных массивных прослоев известковистых аргиллитов толщиной 0,07—0,2 м. Мощность 53,0 м.
23. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. Мощность 10,7 м.
24. Флишoidное переслаивание глинистых и известковистых мелкозернистых алевролитов (А2). В нижней части пачки слоистость умеренно тонкая и средняя, в верхней — тонкая. Встречаются знаки ряби. Мощность 23,7 м.
25. Флишoidное переслаивание глинистых и известковистых мелкозернистых алевролитов (А2). Мощность 5,5 м.
26. Флишoidное переслаивание глинистых и известковистых мелкозернистых алевролитов. Мощность 12,6 м.
27. Алевролиты (А1). Мощность 1,0 м.
28. Флишoidное переслаивание глинистых и известковистых мелкозернистых алевролитов (А2). В верхней части пачки породы обогащены гидроокислами железа. Мощность 6,2 м.
29. Флишoidное переслаивание глинистых и известковистых мелкозернистых алевролитов (А2). Отмечаются знаки ряби. Мощность 16,9 м.
30. Флишoidное переслаивание глинистых и известковистых мелко- и крупнозернистых алевролитов (А2). Присутствуют плохо выраженные знаки ряби. Мощность 27,2 м.
31. Флишoidное переслаивание глинистых и известковистых мелкозернистых алевролитов (А2, А4). Мощность 8,0 м.
32. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. В 20 м от основания пачки они постепенно сменяются известковистыми мелкозернистыми алевролитами (А4) с существенной примесью крупного алевролита. В 7 м от основания обнаружен прослой известняка (ИБ1) мощностью 0,15 м, выше — три орбитолиновых горизонта (ИБ2) толщиной 0,1—0,2 м. Присутствуют эллипсоидальные кальцитовые однородные конкреции. Мощность 31,3 м.
33. Крупное переслаивание известковистых алевролитов (А1) и глинистых мелкозернистых алевролитов (А4) с включениями редких однородных кальцитовых конкреций. Мощность слоев 0,5—2 м. В 21 м от основания пачки и выше наблюдаются четыре орбитолиновых горизонта, сложенных известняками (ИБ2). Мощность 36,6 м.

Зона *Dufrenoya furcata*

34. Алевролиты (А2) крупнозернистые, известковистые, с редкими железистыми бовинами. Мощность 47,0 м.
35. В нижней части пачки — песчаные известняки (ИО) мощностью 10,8 м. Выше по разрезу они сменяются алевролитистыми известняками (ИА). Мощность 19,0 м.
36. Известняки (ИО) с обломками мелких раковин устриц. Мощность 4,0 м.
37. Хлидолиты (Х2) глинистые, известковистые, с косой слючатостью в средней части пласта. Мощность 9,0 м.
- 37а. Известняки (ИД1) с косой слоистостью. Мощность 4,5 м.

Средний апт

Зона *Epicheloniceras subnodosocostatum*

38. Мергели (М2) с единичными оолитами и органогенным детритом. В верхней части пачки — пласт известняков (ИД) мощностью 3 м с мелкими устрицами, со следами

ползания червей и неясными знаками ряби на поверхностях напластования. Мощность 7,7 м.

39. Алевролиты (А1) мелкозернистые, глинистые, известковистые. Мощность 8,5 м.

40. Переслаивание оолитово-полидетритовых известняков (ИД1) мощностью 0,7—1,1 м и глинистых известковистых алевролитов (А1) мощностью 0,7—4,4 м. Мощность пачки 12,0 м.

41. Мергели (М1). В 12,8 м от основания пласта наблюдается прослой среднезернистых известняков (ИК) толщиной 0,35 м. Мощность 15,5 м.

42. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые, известковистые. Вблизи кровли пачки появляются маломощные слои в 3—10 см подобных же алевролитов, но с повышенной известковистостью, с единичными оолитами и устрицами. Мощность 20,6 м.

43. Известняки (ИО) песчаные. В средней части пачки отмечаются мелкозернистые известковистые алевролиты (А2) мощностью 0,7 м. Мощность пачки 2,4 м.

44. Известняки (ИО) песчаные, с обломками криноидей. Мощность 10,9 м.

45. Известняки (ИО) с крупным криноидным детритом. Слоистость горизонтальная, в нижней половине пачки средняя, в верхней — умеренно тонкая. Мощность 6,8 м.

46. Аргиллиты (Г2) известковистые, с оолитами. В средней части пачки наблюдается прослой устричника (ИБ1) мощностью 0,5 м, в верхней — известняки (ИО) толщиной 0,4 м. Мощность 3,2 м.

47. Алевролиты (А4) крупнозернистые, известковистые, перекрывающиеся прослоем (0,2 м) устричника (ИБ1). Мощность 4,0 м.

48. Аргиллиты (Г2) известковистые. В 2,3 м от основания пачки и в ее кровле присутствуют прослой мощностью 0,2 м известняков (ИД) и (ИО). Мощность 3,7 м.

49. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые, известковистые, с единичными оолитами. Пласт венчается прослоем толщиной 0,15 м известняков (ИО) с неясно выраженной косою слоистостью. Мощность 7,7 м.

50. Известняки (ИО) песчаные с органогенным детритом. Мощность 4,4 м.

51. Известняки (ИО) с органогенным детритом. В кровле — прослой устричника (ИБ1) толщиной 0,3 м. Мощность 7,7 м.

Зона *Parahoplites melchioris*

52. Алевролиты (А1) глинисто-песчаные, с железисто-глинистым цементом в нижней части пачки и карбонатно-глинистым в верхней. В верхней части пачки присутствуют каравасообразные однородные известковые конкреции. Мощность 55,0 м.

53. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. Мощность 20,7 м.

54. Хлидолиты (Х1) крупноалевритистые, известковистые, с мощной слоистостью в 3—5 м. Вблизи кровли пачки наблюдаются многочисленные шаровидные однородные известковые конкреции диаметром до 1 м. Мощность 67,0 м.

55. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. Присутствуют редкие септариевые известковые конкреции диаметром 20—30 см. Мощность 24,0 м.

56. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. Пачка бронируется слоем (0,4 м) известняка (ИД1). В основании этого слоя заключены редкие крупные створки устриц, а в кровле — единичные мелкие окатанные гальки серого известняка (ИД). Мощность 17,0 м.

Верхний апт

Зона *Acanthohoplites prodromus*

57. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. В 13 м от основания присутствует известковый конкреционный пласт (0,2 м). Мощность 82,0 м.

58. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. В 1 м от основания наблюдается пласт алевролитов (А3) мощностью 0,1 м. В кровле пачки присутствуют многочисленные шаровидные однородные известковые конкреции диаметром до 1 м. Мощность 11,2 м.

59. Алевролиты (А2) мелкозернистые. Мощность 3,5 м.

60. В основании пачки — конгломераты мощностью 0,15 м. Выше — мелкозернистые алевролиты (А2). Мощность 12,3 м.

61. Алевролиты (А2) мелкозернистые. В кровле пласт бронируется прослоем (0,4 м) сильно известковистых мелкозернистых алевролитов с редкими крупными створками устриц. Мощность 7,8 м.

62. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые, с небольшими кальцитовыми септариевыми конкрециями. Присутствуют два прослоя мощностью по 0,5 м, сложенных известняками (ИА) и сильно известковистыми мелкозернистыми алевролитами с многочисленными створками устриц. Мощность 63,0 м.

63. Алевролиты (А2) мелкозернистые. В 46 м от основания пачки наблюдается прослой (0,4 м) известковистых песчаных мелкозернистых алевролитов с чрезвычайно многочисленными ядрами титероний. Мощность 55,0 м.

64. Алевролиты (А1) сильно известковистые. Вблизи кровли пласта присутствуют многочисленные ядра титероний. Мощность 1,1 м.

Зона *Acanthohoplites polani*

65. Аргиллиты (Г1) алевритистые, постепенно сменяющиеся в 20 м от основания пачки глинистыми мелкозернистыми алевролитами (А2). Встречены три конкреционных

прослой мощностью по 0,2 м. В верхнем из них наблюдаются многочисленные устрицы и фунтиковая текстура. Мощность 22,3 м.

66. В нижней половине пачки — мелкоалевритистые аргиллиты (Г1), в верхней — глинистые мелкозернистые алевролиты (А4). В кровле пачки — пласт (0,7 м) массивных сильно известковистых песчаников. Мощность 11,2 м.

67. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые, известковистые, с небольшими эллипсоидальными однородными конкрециями. В 16 м от основания пачки эти породы сменяются тонкослоистыми мелкозернистыми алевролитами (А2). Мощность 18,1 м.

68. Залегает на нижележащих отложениях с разрывом. В основании пачки — прослой (0,1 м) сильно известковистых алевролитов характеризующийся бугристой подшошней поверхностью и включениями крупной конкреционной гальки, перемятых ядер больших брахиопод. Выше лежащая часть пачки распадается на три интервала, нижний и верхний из которых сложены мелкозернистыми алевролитами (А2) мощностью 1,3 и 2,7 м. Основная средняя часть пачки представлена глинистыми крупнозернистыми алевролитами (А4) с многочисленными септариевыми конкрециями. Пачка бронируется известковым конкреционным прослоем (0,3 м) с примесью крупного детрита. Мощность 14,4 м.

69. В нижней половине — аргиллиты (Г1) алевритистые, с септариевыми конкрециями. Выше по разрезу они постепенно сменяются глинистыми крупнозернистыми алевролитами (А2) с двумя горизонтами крупных однородных конкреций. Мощность 27,7 м.

70. Аргиллиты (Г2) с прослоем глинистых мелкозернистых алевролитов толщиной 0,1 м. Мощность 15,0 м.

71. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. Присутствуют три конкреционных прослоя толщиной 0,7—1,2 м. Мощность 35,5 м.

72. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые, тонкослоистые. В кровле — горизонт разрозненных однородных конкреций толщиной 0,4—2 м. Мощность 14,5 м.

73. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые, известковистые. Мощность 5,5 м.

74. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые. Мощность 8,0 м.

75. Алевролиты (А2) крупнозернистые, с горизонтом разрозненных септариевых конкреций. Мощность 21,3 м.

76. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые. Мощность 6,8 м.

77. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые, тонкослоистые, с маломощными конкреционными прослоями. В кровле пачки наблюдается пласт (1 м) подобных же алевролитов, но сильно известковистых. Мощность 21,1 м.

78. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые, с септариевыми конкрециями. В верхней части пачки эти породы сменяются глинистыми крупнозернистыми алевролитами (А2) с небольшими однородными конкрециями и отдельными крупными створками устриц. Мощность 7,8 м.

Зона *Hypacanthoplites jacobii*

79. Аргиллиты (Г2). В 20 м от основания пачки они постепенно сменяются песчаниками (П3) с редкими небольшими септариевыми конкрециями. Мощность 31,0 м.

80. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. Наблюдаются четыре прослоя мощностью 0,1—0,3 м и известковистых крупнозернистых алевролитов с тонкой слоистостью. Мощность 27,0 м.

81. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые с редкими септариевыми кальцитовыми конкрециями. В 2 м от подошвы пачки присутствует пласт аргиллитов (Г2) мощностью 10 м; переход их в выше- и ниже лежащие алевролиты постепенный. В кровле пачка бронируется пластом крупнозернистых алевролитов (0,8 м). Мощность 26,0 м.

82. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. В 4,3 м от кровли пачки они постепенно сменяются алевролитами (А1). Мощность 19,7 м.

83. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. Мощность 3,6 м.

Нижний альб

Зона *Leymeriella tardefurcata*

84. Алевролиты (А1) глинистые. Мощность 11,9 м.

85. Циклическое переслаивание мелкозернистых микрослоистых алевролитов и глинистых мелкозернистых алевролитов (А2). Мощность микроциклом увеличивается вверх по разрезу от 0,5 до 1,5 м, а в верхней части пачки вновь сокращается до 0,5 м. Алевролиты (А2) заключают крупные септариевые кальцитовые конкреции. Пачка бронируется прослоем (0,4 м) сильно известковистых мелкозернистых алевролитов (А1). Мощность 19,5 м.

86. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. Мощность 43,7 м.

87. Алевролиты (А2) крупнозернистые, с однородными кальцитовыми конкрециями диаметром 0,1—0,7 м. Мощность 22,3 м.

88. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые, с однородными и септариевыми кальцитовыми конкрециями. Мощность 38,3 м.

89. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. Пачка заканчивается пластом (1,6 м) мелкозернистых алевролитов (А2) с горизонтом однородных кальцитовых конкреций. Мощность 15,8 м.

Зона *Douvilleiceras mammillatum*

90. Алевролиты (A2) мелкозернистые, глинистые, с редкими однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 14,7 м.

91. Алевролиты (A4) мелкозернистые, глинистые, с высыпками ярозита. Мощность 3,9 м.

92. Алевролиты (A2) крупнозернистые. Мощность 1,1 м.

93. Алевролиты (A2) мелкозернистые, глинистые. Мощность 16,7 м.

Средний альб

Зона *Hoplites dentatus*

94. Песчаники (П2) с редкими однородными известковыми конкрециями. В основании пачки — следы размыва. Мощность 15,0 м.

Зоны *Anahoplites intermedius* и *An. daviesi*

95. Песчаники (П2) с мощной горизонтальной слоистостью, заключающие однородные кальцитовые конкреции. Мощность 21,0 м.

Верхний альб

Зона *Anahoplites rossicus*

96. Алевролиты (A1) с мощной горизонтальной слоистостью. Мощность 19,7 м.

Зона *Hysterocheras orbigny*

97. В нижней половине пачки — глинистые крупнозернистые алевролиты (A2), в верхней — крупнозернистые алевролиты (A1). Для алевролитов (A2) свойственны линзообразные участки проблематичного происхождения, окрашенные в серовато-голубой цвет. Мощность 40,7 м.

98. Хлидолиты (X2) сильно алевритистые, с характерными серовато-голубыми линзообразными участками проблематичного происхождения. Встречаются кальцитовые однородные конкреции и мелкие фосфоритовые гальки. Мощность 10,2 м.

Зона *Pervinquieria inflata*

99. Песчаники (П2). В основании слоя заключены разрозненные фосфоритовые гальки (от мелких до крупных), переотложенные средние и крупные известковые конкреции, полуокатанные остатки фауны. Мощность изменчива, 2,0—4,0 м.

100. Алевролиты (A2) мелкозернистые, глинистые, известковистые. Мощность 30,5 м.

101. Внизу (10 м) — глинистые мелкозернистые алевролиты (A1). Выше они постепенно сменяются крупнозернистыми алевролитами (A1). Мощность 52,6 м.

Зона *Stoliczkaia dispar*

102. Алевролиты (A2) мелкозернистые, глинистые, тонкослоистые. На подстилающих отложениях они залегают с размывом. Мощность 57,0 м.

103. Алевролиты (A2) мелкозернистые, глинистые, со средней и, реже, толстой слоистостью. Встречаются каравановидные однородные кальцитовые конкреции толщиной 0,3—0,4 м. Мощность 16,7 м.

104. Алевролиты (A2) мелкозернистые, глинистые, тонкослоистые. Мощность 15,7 м.

105. Алевролиты (A1) известковистые, с редкими шаровидными однородными кальцитовыми конкрециями. В основании слоя наблюдаются следы размыва: бугристая поверхность подошвы, средние и мелкие фосфоритовые гальки. Мощность 2,5 м.

106. Алевролиты (A2) мелкозернистые, глинистые. В нижней части пачки слоистость пород умеренно тонкая, а в верхней — средняя. Мощность 12,7 м.

107. Алевролиты (A1) крупнозернистые, с размывом залегающие на подстилающих отложениях. Мощность 15,0 м.

Нижний сеноман

Зона *Mantelliceras martimpreyi*

108. Песчаники (П1 и П2). Приблизительно в 10 м от кровли пачки залегает известковый конкреционный прослой толщиной 0,3—1 м. Мощность 34,0 м.

109. Алевролиты (A2) крупнозернистые, глинистые. Мощность около 40 м.

Разрез в долине р. Фирюзинка

(Центральный Копетдаг)

Изученные отложения находятся на южном склоне хр. Маркоу в долине р. Фирюзинка (Ашхабадский район). Описание разреза начато в 2,5 км к северо-северо-востоку от местечка Фирюза, продолжено на юго-юго-запад и закончено в 1,5 км от указанно-

го поселка. Разрез находится на северном круто наклоненном крыле Ванновской син-клинали. Породы очень хорошо обнажены и доступны для изучения.

Верхний баррем

1. Известняки (ИА) глинистые, постепенно сменяющиеся вверх по разрезу мергелями (М2). Слоистость пород умеренно тонкая, неотчетливо выраженная. Мощность 130 м.

Нижний апт

Зона *Deshayesites weissii*

2. Мергели (М2) с мелкой оскольчатой и палочковидной отдельностью. В 1 и 11,5 м от основания пачки присутствуют маломощные прослои известняков (ИД) с мелкими створками устриц. Мощность 33,2 м.

3. Мергели (М2) глинистые, с невыдержанной умеренно тонкой горизонтальной слоистостью. В 3 м от основания — прослой устричника (ИБ1) толщиной 0,1 м. Мощность 17,5 м.

4. Алевролиты (А2) мелкозернистые, известковистые, перекрывающие прослоем из известняка (ИД) толщиной 0,2 м. Мощность 1,1 м.

Зона *Deshayesites deshayesi*

5. Аргиллиты (Г1). Мощность 23,5 м.

6. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые с прослоями в 0,1—0,2 м известковистых мелкозернистых алевролитов (А2) в верхней части пачки. Мощность 42,7 м.

7. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. В нижней и верхней частях пачки — крупные однородные или слоистые кальцитовые конкреции толщиной 0,5—1 м. Мощность 8,0 м.

8. Флишное переслаивание мелко- и крупнозернистых алевролитов (А2). Мощность микроциклом 0,25—0,35 м; в верхней части пачки она сокращается до 0,1—0,15 м. Мощность 13,3 м.

9. Флишное переслаивание глинистых и известковистых алевролитов (А2). Мощность 20,8 м.

10. Флишное переслаивание мелко- и крупнозернистых алевролитов (А2). Толщина микроциклом 0,5—1,1 м. Мощность пачки 11,6 м.

11. В нижней части (около 10 м) — глинистые известковистые мелкозернистые алевролиты (А4). Вверх по разрезу они постепенно сменяются известковистыми аргиллитами (Г1). Присутствуют редкие однородные и септариевые кальцитовые конкреции. Обнаружено пять орбитолиновых горизонтов (ИБ2) толщиной 0,2 м. Мощность 62,0 м.

Зона *Dufrenoyia fuscata*

12. Известняки (ИО) с примесью песчаных частиц и криноидного детрита. Мощность 8,5 м.

13. Аргиллиты (Г2) известковистые. Мощность 14,7 м.

14. Песчаники (П3) известковистые. Мощность 5,2 м.

15. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые, известковистые, с единичными оолитами. Мощность 6,0 м.

16. Алевролиты (А2) крупнозернистые, с редкими ходами червей-иллоедов. В кровле — бронирующий прослой (0,5 м) известняков (ИО). Мощность 4,6 м.

17. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые, известковистые. Мощность 4,8 м.

18. Известняки (ИО) с мшанковым и криноидным детритом, со средней горизонтальной слоистостью. В 7 м от основания пачки — прослой глинистых известняков (ИА) толщиной 1 м. Мощность 9,0 м.

Средний апт

Зона *Epicheloniceras subnodosocostatum*

19. Мергели (М2). В 3 и 11 м от основания наблюдаются два прослоя устричника (ИБ1) толщиной 0,1 и 0,2 м. Мощность 14,0 м.

20. Известняки (ИО). Мощность 3,0 м.

21. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые с единичными оолитами. В верхней части и в кровле слоя присутствуют два прослоя известняков (ИД) толщиной 0,5 и 0,3 м. Мощность 4,2 м.

22. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые, известковистые. Встречено несколько прослоев известняков (ИО) толщиной 0,1—0,3 м и такой же прослой устричника (ИБ1). Мощность 48,0 м.

Зона *Parahoplites melchioris*

23. Алевролиты (А4 и А2) мелкозернистые, глинистые. Приблизительно в 28 м от основания пачки они постепенно сменяются крупнозернистыми известковистыми алевролитами (А1). Вблизи кровли пачки наблюдается горизонт разрозненных однородных известковых конкреций. Мощность 35,0 м.

24. В нижней части пачки (6 м) — хлидолиты (X1) песчанистые, известковистые. Выше они постепенно переходят в глинистые мелкозернистые алевролиты (A2). Мощность 25,0 м.

25. Алевролиты (A1) мелкозернистые, глинистые. В нижней части пласта (1,5 м) они обогащены песчаной примесью. В отдельных горизонтах наблюдаются ходы червей-иллоедов, остатки крупных тригоний, редкие отпечатки крупных створок устриц. Мощность 10,3 м.

26. Внизу (10,5 м) известковистые мелкоалевритистые аргиллиты (Г1). Выше по разрезу они постепенно сменяются глинистыми мелкозернистыми алевролитами (A2). Последние характеризуются наличием двух горизонтов крупных шаровидных и караваеобразных однородных известковых конкреций. Мощность 17,7 м.

27. В нижней части пачки (около 12 м) — алевролиты (A4) мелкозернистые, глинистые. Выше глинистость отложений постепенно уменьшается; здесь развиты мелкозернистые алевролиты (A2) с шаровидными или караваеобразными однородными известковыми конкрециями. Мощность 56,0 м.

28. В основании пачки — глинистые мелкозернистые алевролиты (A4) мощностью 2 м. Выше они постепенно сменяются массивными алевролитами (A1). Последние включают два горизонта шаровидных однородных кальцитовых конкреций диаметром 0,1—0,3 м и прослой (0,5 м) известковистых алевролитов со створками крупных устриц. Мощность 30,1 м.

Верхний апт

Зона *Acanthohoplites prodromus*

29. Алевролиты (A4, A2) мелкозернистые, глинистые, с горизонтом разрозненных однородных кальцитовых конкреций. В верхней части пачки наблюдаются два прослоя (0,2—0,3 м) известняков (ИБ1). Мощность 17,0 м.

30. Алевролиты (A2) мелкозернистые, с очень редкими отпечатками створок устриц. Присутствует прослой алевролитов (A3) толщиной 0,15 м. Мощность 8,4 м.

31. Алевролиты (A4) мелкозернистые, глинистые с небольшими однородными кальцитовыми конкрециями. В средней части пачки, в интервале 15—20 м от подошвы залегают известковистые мелкозернистые алевролиты (A2) с редкими крупными слоистыми конкрециями. В кровле пачка бронируется кальцитовым конкреционным прослоем толщиной 0,2 м. Мощность 34,2 м.

32. Алевролиты (A4) мелкозернистые, глинистые, перекрывающиеся кальцитовым конкреционным прослоем толщиной 0,5 м. Мощность 12,2 м.

33. Алевролиты (A2) мелкозернистые, глинистые. Мощность около 10 м.

Разрез в долине р. Шерлок

(Центральный Копетдаг)

Разрез находится на южном склоне хр. Гяурсдаг в долине р. Шерлок (Ашхабадский район). Описание начато в 8,4 км к юго-западу от ст. Гяурс и закончено в 10,2 км от нее. Отложения располагаются на южном крыле Гяурской антиклинали. В ядре антиклинали обнажаются готеривские и барремские породы, а на южном крыле — отложения апта, альба, верхнего мела и низов палеогена. Породы апта и альба здесь обнажены очень хорошо, но разрез трудно доступен.

Верхний баррем

1. Мергели (M2) с отчетливой тонкой горизонтальной слоистостью. Мощность 35,0 м.

Нижний апт

Зона *Deshayesites weissii*

2. Циклическое переслаивание мергелей (M2) и глинистых известняков (ИА). Мощность 30,0 м.

3. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые, известковистые. В средней части пачки присутствует слой известковистых мелкозернистых алевролитов (A4) толщиной 1,2 м. Мощность 3,0 м.

Зона *Deshayesites deshayesi*

4. В основании залегают конгломераты мощностью 0,2—0,3 м. Выше — аргиллиты (Г2), уже в 5 м от основания постепенно сменяющиеся мелкоалевритистыми аргиллитами (Г1). В аргиллитах (Г1) присутствуют несколько массивных прослоев известковистых мелкозернистых алевролитов толщиной 0,1—0,4 м. Мощность 36,0 м.

5. Алевролиты (A2) мелкозернистые, глинистые. Мощность 5,0 м.

6. Аргиллиты (Г1) тонкопликатые. Мощность 7,0 м.

7. Алевролиты (A2) мелкозернистые, глинистые. Мощность 10,0 м.

8. Флишное переслаивание глинистых и известковых мелкозернистых алевролитов (А2). Толщина микроциклом колеблется от 0,2 до 0,4 м. Мощность 40,0 м.

9. Аргиллиты (Г1) известковые. Приблизительно в 30 м от основания пачки наблюдается слой глинистых мелкозернистых алевролитов (А2) мощностью 10 м, у которого нижний и верхний контакты с аргиллитами постепенные. Встречено семь орбитальных горизонтов (ИБ2) толщиной 0,1—0,3 м, приуроченных к верхним двум третям пачки. Мощность 48,0 м.

Зона *Dufrenoyia furcata*

10. Алевролиты (А4) крупнозернистые, песчаные. Мощность 9,4 м.

11. Известняки (ИО), с отчетливой средней горизонтальной слоистостью. На поверхностях напластования неотчетливые, обычно перекрестные знаки ряби. Мощность 18,3 м.

Средний апт

Зона *Epicheloniceras subnodosocostatum*

12. Пачка начинается глинистыми мергелями (М2) мощностью 1,2 м. Выше — шпичное переслаивание известняков (ИО, ИД) с мелкозернистыми известковыми алевролитами (А4). Мощность микроциклом в нижней и верхней частях пачки 0,4—0,7 м, а в средней — 1,5 м. Преобладают алевролиты. В 0,5 м от кровли пачки присутствует метровый пласт стрижника (ИБ1). Мощность 31,5 м.

13. Аргиллиты (Г1) известковые. В средней части пачки заключены мелкозернистые глинистые алевролиты (А4) мощностью 2 м. Через каждые 0,3—1,5 м наблюдаются прослои известковых алевролитов (А1) и известняков (ИО, ИД), чередующиеся с аргиллитами (Г1). Толщина этих прослоев 0,1—0,6 м. Мощность 22,5 м.

Зона *Parahoplites melchioris*

14. Алевролиты мелкозернистые, большей частью относящиеся к типу (А4), а в верхах пачки — к (А2). Приблизительно в 10 м от основания залегает слой песчаников (П2) мощностью 1,7 м. Алевролиты (А4) заключают два прослоя устричников. Мощность 40,0 м.

15. Алевролиты мелкозернистые, глинистые, в нижней части пачки относящиеся к типу (А4), в верхней — к (А2). Пачка бронируется слоем (1,8 м) известковых алевролитов (А1). Мощность 37,3 м.

16. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. Через 0,4—1 м друг от друга наблюдаются известковые конкреционные прослои толщиной 0,2—0,4 м; иногда в них «проглядывают» отдельные каравееобразные однородные кальцитовые конкреции. Мощность 20,1 м.

17. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. Вблизи кровли пачки они постепенно сменяются крупнозернистыми алевролитами (А1) мощностью 10 м. В последних присутствуют однородные кальцитовые конкреции: крупные каравееобразные и небольшие шаровидные. Мощность 21,0 м.

18. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. В кровле — горизонт каравееобразных и шаровидных однородных известковых конкреций толщиной 0,2—0,4 м. Мощность 15,0 м.

19. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. Мощность 15,0 м.

20. В основании залегает известковый конкреционный прослой мощностью 0,4 м. Выше — глинистые мелкозернистые алевролиты (А2). Мощность 8,6 м.

Верхний апт

Зона *Acanthohoplites prodromus*

21. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. В 10 м от подошвы и в кровле пачки залегают два кальцитовых конкреционных прослоя толщиной 0,4 и 0,3 м, заключающих мелкие створки устриц. Мощность 21,9 м.

22. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые. Мощность 9,5 м.

23. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые, с многочисленными кальцитовыми септариевыми конкрециями. В 35 м от основания пачки эти породы постепенно сменяются глинистыми мелкозернистыми алевролитами (А2) с редкими однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 42,0 м.

24. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые, с небольшими кальцитовыми септариевыми конкрециями. В 22 м от основания находится кальцитовый конкреционный прослой (0,3 м) со створками устриц. Мощность 30,1 м.

Зона *Acanthohoplites polani*

25. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые, тонкослоистые, с кальцитовыми септариевыми конкрециями. В подошве пачки присутствует конкреционный прослой мощностью 0,5 м, а в кровле — пласт (1 м) сильно известковых песчаников. Мощность 8,5 м.

26. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые, с многочисленными кальцитовыми септариевыми конкрециями. Наблюдаются маломощные кальцовые конкреционные прослои с фунтиковой текстурой. Мощность 76,0 м.

27. Алевролиты (A2) мелкозернистые, глинистые, известковистые. Мощность 12,0 м.

Зона *Huracanthoplites jacobii*

28. Аргиллиты (Г2) с многочисленными септариевыми кальцитовыми конкрециями. Наблюдаются два пласта мощностью 1,7 и 2 м. Первый из них находится в 20 м от основания пачки и сложен глинистыми мелкозернистыми алевролитами (A4). Второй пласт прикровельный и представлен крупнозернистыми алевролитами. Переходы этих алевролитов в выше- и нижележащие аргиллиты постепенные. Мощность 61,0 м.

29. Алевролиты (A4) мелкозернистые, постепенно сменяющиеся крупнозернистыми алевролитами мощностью 2 м. В низах пачки присутствуют септариевые кальцитовые конкреции. Мощность 18,4 м.

30. Аргиллиты (Г2) с септариевыми кальцитовыми конкрециями. В 10 м от кровли пачки аргиллиты постепенно сменяются мелкозернистыми алевролитами (A2). Мощность 64,4 м.

31. Алевролиты (A1) мелкозернистые, глинистые. В основании пласта заключены отдельные однородные кальцитовые конкреции толщиной 10—15 см. Мощность 2,5 м.

32. В нижней половине пачки — глинистые мелкозернистые алевролиты (A4). Выше они постепенно переходят в крупнозернистые алевролиты (A2) с однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 18,8 м.

Нижний альб

Зона *Leymeriella tardefurcata*

33. Алевролиты (A2) мелкозернистые, глинистые, с эллипсоидальными септариевыми и лепешковидными однородными конкрециями. В кровле — известковый конкреционный прослой толщиной 0,3—0,4 м. Мощность 21,6 м.

34. Алевролиты (A4, в отдельных горизонтах A2) мелкозернистые, глинистые. Встречаются кальцитовые конкреции — однородные и, реже, септариевые. Мощность 76,0 м.

35. Песчаники (П2) неслоистые, с шаровидными однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 8,7 м.

36. Алевролиты (A1) крупнозернистые, глинистые. Мощность 1,0 м.

Средний и верхний альб

Зоны *Hoplites dentatus*—*Hysterocheras orbignyi* (и, частично, *Pervinquieria inflata*)

37. Фосфориты желваковые, с многочисленными переотложенными остатками аммонитов, устриц, двустворок. Нижняя поверхность слоя, представляющего собой горизонт конденсации, сильно бугристая. Мощность 0,3—0,5 м.

Зона *Pervinquieria inflata*

38. Алевролиты (A4) мелкозернистые, глинистые, известковистые. Мощность 18,0 м.

39. Средний пласт желваковых фосфоритов. Мощность 0,6 м.

40. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые. Мощность 1,2 м.

41. Песчаники (П2) с редкими крупными однородными кальцитовыми конкрециями. В основании слоя зафиксированы следы размыва: бугристая поверхность подошвы, множество следов ползания червей, мелкая фосфоритовая галька, небольшие переотложенные известковые конкреции. Мощность 7,0 м.

42. Алевролиты (A2) мелкозернистые, с горизонтом каравановидных однородных известковых конкреций. Мощность 21,8 м.

43. Верхний фосфоритовый пласт. Мощность 0,3 м.

Зона *Stoliczkaia dispar*

Нижняя часть зоны входит в слой 43, который является горизонтом конденсации. Выше залегают следующие породы:

44. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые, сильно известковистые, с небольшими септариевыми кальцитовыми конкрециями. Приблизительно в 80 м от основания пачки аргиллиты постепенно сменяются глинистыми мелкозернистыми алевролитами (A4) с редкими горизонтами однородных кальцитовых конкреций. Мощность 115,0 м.

45. Алевролиты (A1) крупнозернистые, с глыбовой отдельностью. В них заключены однородные шаровидные известковые конкреции диаметром 0,3—0,5 м. Мощность 35,0 м.

46. Песчаники (П2) известковистые, с шаровидными однородными конкрециями. Мощность 20,0 м.

Нижний сеноман

Зона *Mantelliceras martimpregi*

47. Алевролиты (A1) крупнозернистые, известковистые. В 35 м от подошвы пачки залегают два горизонта разрозненных шаровидных и караваеобразных однородных конкреций толщиной 0,3—0,4 м. Мощность 51,0 м.

48. Песчаники (П2) известковистые. В нижней части пачки они горизонтально слоеватые, а в верхней — с выдержанной горизонтальной умеренно тонкой и средней слоистостью. Мощность 42,0 м.

Разрез в долине р. Арчиньян

(Восточный Копетдаг)

Отложения находятся в 25 км к югу от ст. Каахка. Описание начато на левом берегу р. Арчиньян, непосредственно у государственной границы СССР и Ирана, продолжено на северо-запад и закончено в 3 км от указанной реки. Разрез располагается на северо-западном замыкании Келатской антиклинали. В ее ядре обнажаются неоксомские отложения. Прилегающие к ним с запада аптские и альбские образования хорошо обнажены и доступны для изучения.

Верхний баррем

1. Мергели (M2) с выдержанной тонкой горизонтальной слоистостью. Изредка встречаются слои с мощностью 0,2—0,3 м. Попадаются окисленные железистые бобовины. Мощность пачки более 50 м.

Нижний апт

Зона *Deshayesites weissii*

2. Мергели (M2) с палочковидной отдельностью. В полтора метра от кровли они сменяются глинистыми известняками (ИА). В кровле пачки наблюдаются следы сильного обмеления древнего бассейна и перемыка пород. Мощность 24,2 м.

Зона *Deshayesites deshayesi*

3. Аргиллиты (Г1) с двумя пластами известняков (ИБ1) мощностью 0,1—0,2 м и мелкозернистых алевролитов (А4) толщиной 1 м. Мощность 52,0 м.

4. Флишоидное переслаивание глинистых и сильно известковистых мелко- и крупнозернистых алевролитов (А2). Толщина микроциклотом 0,25—0,6 м. Мощность 5,8 м.

5. Внизу (2,8 м) — однородные мелкозернистые алевролиты (А4). Выше — флишоидное переслаивание глинистых и сильно известковистых алевролитов (А2) с толщиной микроциклотом 0,15—0,4 м. Мощность 4,3 м.

6. Аргиллиты (Г2) известковистые, с редкими однородными кальцитовыми конкрециями. В 5 м от основания пласта встречен прослой известняка (ИБ1) толщиной 3—5 см. Выше по разрезу обнаружены три таких же маломощных прослоя известняков (ИД) и три прослоя сильно известковистых мелкозернистых алевролитов. Мощность 14,5 м.

7. Мергели (M2) плитчатые и с палочковидной отдельностью. В 12 м от основания пачки наблюдается маломощный (0,1 м) прослой известняка (ИБ1), а в кровле — такие же маломощные глинистые известняки (ИА) с многочисленными раковинами орбитолин. Мощность 36,2 м.

8. Мергели (M2) глинистые, с палочковидной отдельностью. Слой бронируется прослоем (0,3 м) массивных глинистых известняков с крупным органогенным детритом. Мощность 8,5 м.

9. Мергели (M1) глинистые, с неясной плитчатой и палочковидной отдельностью. Мощность 8,1 м.

10. Хлидолиты (Х1) алевритистые, известковистые. Мощность 5,0 м.

11а. Мергели (M2) с палочковидной отдельностью. Встречено семь прослоев толщиной 0,1—0,4 м глинистых и мелкозернистых известняков с многочисленным крупным органогенным детритом, раковинами орбитолин, небольшими створками устрий. Мощность 28,0 м.

Зона *Dufrenoyia furcata*

11б. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые, известковистые, с плитчатой и палочковидной отдельностью. Мощность 14,7 м.

12. Известняки (ИО) с редкими члениками криноидей. В подошве слоя заключены переотложенные однородные кальцитовые конкреции толщиной 2—3 см. Мощность 3,3 м.

Средний апт

Зона *Epicheloniceras subnodosocostatum*

13. Аргиллиты (Г1). В 3,8 м от основания пачки — прослой (0,3 м) устричника (ИБ1) с крупными раковинами гастропод и двустворок. Пачка заканчивается известняками (ИО) толщиной 1 м. Мощность 6,7 м.

14. Аргиллиты (Г2) с редкими горизонтами разрозненных кальцитовых конкреционных линз толщиной 2,5 см. Пласт бронируется известняками (ИО) толщиной 0,3 м. Мощность 10,3 м.

15. В нижней половине пачки — известковистые аргиллиты (Г2) с тремя прослоями массивных известняков (ИА) мощностью 0,1—0,3 м. Выше они постепенно сменяются глинистыми мелкозернистыми алевролитами (А4) с редкими небольшими однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 33,0 м.

16. Известняки (ИО) с органическим детритом. Вблизи кровли присутствуют редкие створки крупных устриц. Мощность 3,2 м.

Зона *Parahoplites melchioris*

17. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. В 4,2 м от основания — прослой (0,3 м) устричников с многочисленными створками крупных устриц, остатками тригоний и двусторок. В 15 м от основания и в кровле пачки залегают два маломощных прослоя известковистых алевролитов (А1). Мощность 20,0 м.

18. Алевролиты (А4, а в верхних десяти метрах пачки — А2) мелкозернистые глинистые. Встречаются небольшие однородные кальцитовые конкреции с зачатками септ. Мощность 54,0 м.

19. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. В 9 м, 18 м от основания и в кровле пачки залегают три прослоя известковистых алевролитов (А1) мощностью 0,2—0,3 м. Во втором из них заключены разрозненные эллипсоидальные септариевые известковые конкреции, а в кровельном прослое небольшие однородные конкреции. Кроме них, в пачке встречаются и беспорядочно расположенные конкреции подобного же состава. Мощность 34,3 м.

20. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые, с включениями септариевых и лепешковидных однородных кальцитовых конкреций. Наблюдаются редкие конкреционные линзы. В 32,5 м от основания встречен прослой сильно известковистых алевролитов мощностью 0,3 м, а в кровле пачки — прослой (0,2 м) крупно- и грубодетритовых известняков (ИД). Мощность 72,0 м.

Верхний апт

Зона *Acanthohoplites prodromus*

21. Аргиллиты (Г2) с септариевыми кальцитовыми конкрециями. Встречаются конкреционные пласти (0,3—0,5 м) и горизонты конкреционных линз кальцитового состава с фунтиковой текстурой. Мощность 78,0 м.

Зона *Acanthohoplites nolani*

22. Аргиллиты (Г2). В 80 м от основания пачки залегает слой известковистых глинистых мелкозернистых алевролитов мощностью 0,3 м. Аргиллиты заключают многочисленные кальцитовые септариевые конкреции, а также конкреционные прослои и горизонты конкреционных линз с фунтиковой текстурой. Пачка заканчивается горизонтом разрозненных однородных магносидеритовых конкреций толщиной 0,1—0,15 м. Мощность 107,0 м.

Зона *Huracanthoplites jacobii*

23. Аргиллиты (Г2) с двумя горизонтами разрозненных магносидеритовых конкреционных линз, толщиной 0,2 м. Первый из них находится в 40 м от подошвы пачки, второй — в 3 м от кровли. Мощность 60,0 м.

24. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые, с редкими однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 5,2 м.

25. Аргиллиты (Г2). В 5,7 и 31 м от основания присутствуют два горизонта разрозненных магносидеритовых конкреционных линз толщиной 10—20 см. Мощность 36,6 м.

26. Алевролиты (А1) глинистые, известковистые. В основании — горизонт однородных кальцитовых линз и конкреций толщиной 0,3—0,4 м. Мощность 10,2 м.

27. Алевролиты (А1) глинистые, которые бронируются прослоем (0,3 м) известковистых мелкозернистых алевролитов. Мощность 11,0 м.

Нижний альб

Зона *Leymeriella tardefurcata*

28. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые, с однородными и септариевыми кальцитовыми конкрециями средним диаметром 0,1 м. Мощность 22,5 м.

29. Алевролиты (А1). Мощность 0,7 м.

30. Аргиллиты (Г2) с редкими септариевыми кальцитовыми конкрециями. В 17,2 м от основания пачки наблюдается магносидеритовый конкреционный прослой толщиной 0,2 м. Мощность 95,0 м.

Средний альб

Зоны *Anahoplites intermedius* и *An. daviesi*

31. Хлидолиты (Х1) с толстой горизонтальной слоистостью, залегающие на ниже лежащих отложениях с размывом. Мощность около 10 м.

**Разрез в долине р. Душак
(Восточный Копетдаг)**

Отложения находятся в Каахкинском районе, на северных склонах хр. Денгиль-кеталь. Изучение отложений начато в 1,5 км к востоку от р. Душак (Келатчай), продолжено на г. Шапка Мономаха и закончено близ щели Сходня. Разрез располагается на круто наклоненном северо-восточном крыле Келатской антиклинали. Обнаженность пород хорошая и удовлетворительная. Описание разреза дается по материалам полевых исследований А. Атаева и С. Х. Урмановой за 1963 г. и результатам собственных наблюдений автора.

Средний апт

Зона Parahoplites melchioris

1. Известковый конкреционный пласт с примесью детрита пелеципод, криноидей, мшанок, редких орбитолли. Мощность 0,5 м.
2. Алевролиты (A4) мелкозернистые, глинистые. Мощность 4,0 м.
3. Известковый конкреционный пласт с редкими обломками пелеципод и фораминифер. В средней его части залегает прослой известняка (ИД) толщиной 0,2 м. Мощность 0,6 м.
4. Алевролиты (A4) мелкозернистые, глинистые. Мощность 3,7 м.
5. Алевролиты (A4) мелкозернистые. Мощность 7,2 м.
- 6—7. Алевролиты (A4) мелкозернистые, глинистые. Мощность 5,9 м.
8. Алевролиты мелкозернистые, глинистые. В низах пачки они представлены типом (A1), в верхней части (A2). Мощность 2,7 м.
9. Аргиллиты (Г2). Мощность 5,5 м.
10. Алевролиты (A4) мелкозернистые, глинистые. Мощность 5,5 м.
11. Алевролиты (A1) известковистые. Мощность 0,9 м.
12. Алевролиты (A4) мелкозернистые, глинистые. Мощность 1,2 м.
13. Аргиллиты (Г2) с небольшими однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 2,7 м.
14. Алевролиты (A4) мелкозернистые, глинистые. Мощность 3,8 м.
15. Аргиллиты (Г2) известковистые, с включениями эллипсоидальных и караваеобразных однородных кальцитовых конкреций толщиной 10—15 см. Мощность 2,4 м.
16. Алевролиты (A4) мелкозернистые, глинистые. В кровле пачка венчается прослоем (0,4 м) известковистых алевролитов (A1) с обломками крупных устриц, ядрами теребратулид и ринхонеллид. Мощность 5,5 м.
17. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые, заключающие три конкреционных прослоя мощностью 0,15—0,2 м. Мощность 31,5 м.
18. Конкреционный пласт, нижняя часть которого характеризуется наличием фунтиковой текстуры. Мощность 0,4 м.

Верхний апт

Зона Acanthohoplites prodromus

19. Аргиллиты (Г2). Присутствуют шесть маломощных конкреционных прослоев, в некоторых из которых обнаруживается фунтиковая текстура. Мощность 35,7 м.
20. Аргиллиты (Г1) с редкими однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 16,9 м.
21. Аргиллиты (Г2) с двумя кальцитовыми конкреционными прослоями. Мощность 9,5 м.
22. Аргиллиты (Г1) с септариевыми кальцитовыми конкрециями. Мощность 10,0 м.
23. Аргиллиты (Г2) с однородными кальцитовыми конкрециями и конкреционным пластом с фунтиковой текстурой. Мощность 6,3 м.
24. Аргиллиты (Г2). Мощность 5,0 м.

Зона Acanthohoplites polani

25. Аргиллиты (Г1) с маломощными кальцитовыми конкреционными прослоями. Мощность 42,8 м.
26. Аргиллиты (Г2) с редкими септариевыми кальцитовыми конкрециями. Мощность 8,7 м.
27. Аргиллиты (Г2) с кальцитовыми однородными конкрециями и конкреционными прослоями. Мощность 47,5 м.
28. Аргиллиты (Г2), характеризующиеся наличием тех же конкреционных включений, что и нижележащая пачка. Мощность 7,8 м.

Зона Nuracanthoplites jacobii

29. Аргиллиты (Г2) с редкими однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 6,0 м.
30. Аргиллиты (Г2) с однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 23,0 м.
31. Аргиллиты. В нижней трети пачки они представлены типом (Г2), а выше — (Г1). Наблюдаются редкие однородные кальцитовые конкреции, а в 16 м от основания

и в кровле пачки — конкреционные прослои с фунтиковой текстурой. Мощность 36,2 м.
32. Аргиллиты (Г2), перекрывающиеся конкреционным магнисидеритовым пластом, в котором различаются отдельные однородные эллипсоидальные конкреции того же состава. Мощность 5,2 м.

33. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые. Мощность 9,0 м.

34. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые, с двумя маломощными кальцитовыми конкреционными прослоями. Мощность 6,4 м.

35. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые. В 2,8 м от основания встречается прослой (0,6 м) известковистых мелкозернистых алевролитов. Мощность 4,6 м.

36. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые, с небольшими однородными кальцитовыми конкрециями и маломощным прослоем известковистых алевролитов. Мощность 10,0 м.

37. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые. Мощность 4,3 м.

38. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые, с маломощным кальцитовым конкреционным прослоем в нижней части слоя. Мощность 3,8 м.

39—40. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые. Мощность 8,0 м.

41. Алевролиты (А1). Мощность 1,4 м.

42. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые. Мощность 6,2 м.

43. Алевролиты (А1) с редкими однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 3,5 м.

Нижний альб

Зона Leymeriella tardefurcata

44. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. Мощность 5,3 м.

45. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые, с двумя магнисидеритовыми конкреционными прослоями. Мощность 14,5 м.

46. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. В основании наблюдается прослой (0,4) известковистых мелкозернистых алевролитов. Мощность 3,0 м.

47. Алевролиты (А1). Мощность 6,2 м.

48. Алевролиты (А2) крупнозернистые, с редкими однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 5,2 м.

49. Алевролиты (А2) мелкозернистые, с тремя горизонтальными разрозненными септариевыми и однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 8,0 м.

50. Аргиллиты (Г1) мелкоалевритистые, с септариевыми кальцитовыми конкрециями. Мощность 11,5 м.

51. Алевролиты (А2) мелкозернистые, глинистые, а в верхней части слоя — известковистые. Мощность 9,6 м.

52. Аргиллиты (Г2), постепенно сменяющиеся вверх по разрезу породами типа (Г1). Мощность 13,2 м.

53. Аргиллиты (Г2) с септариевыми и однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 26,0 м.

Средний альб

Зоны Anahoplites intermedius и An. daviesi

54. Алевролиты (А1), залегающие на нижележащих отложениях с размывом. Мощность 2,3 м.

55. Алевролиты (А1). Мощность 0,9 м.

56. Алевролиты (А2) мелкозернистые. Мощность 12,0 м.

57. Алевролиты (А1) известковистые, с редкими крупными однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 18,0 м.

Верхний альб

Зона Anahoplites rossicus

58. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. Мощность 15,0 м.

59. Алевролиты (А1) мелкозернистые, известковистые. Мощность 3,0 м.

Зона Hysterocheras orbigny

60. Алевролиты (А4) мелкозернистые, глинистые. Мощность 39,0 м.

Зона Pervinquieria inflata

61. Алевролиты (А1) крупнозернистые, с крупными шаровидными известковыми конкрециями. Мощность 21,0 м.

Зона *Stoliczkaia dispar*

62. Алевролиты (A4) мелкозернистые, глинистые, с разрывом залегающие на подстилающих отложениях. В 19 м от основания пачки находится конкреционный известковый пласт толщиной 0,3 м. Мощность 60,0 м.

63. Алевролиты (A2) мелкозернистые, известковистые, с большими шаровидными однородными кальцитовыми конкрециями. Мощность 6,0 м.

64. Крупное переслаивание аргиллитов (Г1, Г2) и мелкозернистых алевролитов (A4) мощностью 7,5—10 м. Пачка заканчивается десятиметровым слоем глинистых хлидолитов (X2). Переходы между названными породами постепенные. Мощность 55,0 м.

Нижний сеноман

Зона *Mantelliceras martimpreyi*

65. Алевролиты (A1) мелкозернистые, горизонтально слоистые, с редкими ходами червей-иллоедов. Мощность 6,0 м.

66. Переслаивание мелкоалевритистых аргиллитов (Г1) и глинистых мелкозернистых алевролитов (A4). В верхней части пачки залегают три известковых конкреционных прослоя толщиной 0,1—0,3 м. Мощность 54,0 м.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | Стр. |
|--|------|
| Предисловие | 3 |
| Введение | 6 |
| Глава I. Стратиграфия | 21 |
| Аптский ярус | 23 |
| Альбский ярус | 27 |
| Глава II. Литологические типы пород и конкреционные образования | 33 |
| Конгломераты | 33 |
| Песчаники | 34 |
| Алевриты | 37 |
| Аргиллиты | 39 |
| Хлидолиты | 40 |
| Мергели | 41 |
| Известняки | 41 |
| Фосфориты | 43 |
| Карбонатные конкреционные образования | 44 |
| Фосфатные конкреции | 47 |
| Железистые конкреции | 48 |
| Глава III. Минеральный состав отложений | 49 |
| Минералы песчано-алевритовых фракций | 49 |
| Глинистые минералы | 56 |
| Карбонаты | 59 |
| Фосфаты | 65 |
| Гипергенные новообразования | 66 |
| Минеральные ассоциации | 67 |
| Глава IV. Строение апт-альбской толщи | 69 |
| Цикличность | 70 |
| Фациальная изменчивость | 73 |
| Распределение фаций и мощностей | 107 |
| Глава V. Условия накопления и последующего преобразования отложений | 110 |
| Палеографии и история осадконакопления | 110 |
| Диagenетические, катагенетические и гипергенные изменения в отложениях | 125 |
| Глава VI. К проблеме нефтегазоносности аптских и альбских отложений Пред-копетдагского прогиба | 127 |
| Заключение | 146 |
| Литература | 148 |
| Описание разрезов и таблицы фотографий | 157 |

АПТСКИЕ И АЛЬБСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОГО И ВОСТОЧНОГО
КОПЕТДАГА

ТАШЛИЕВ
Мурад Шамурадович

Технический редактор *Л. Боткина.*

Корректор *Т. Перепелкина.*

И—06869 Подписано к печати 5.X.71 г. Формат 70×108 ¹/₁₆
Объем 11,25 физических печатных листа (15,75 условных печатных листа),
17,5 учетно-издательских листа. Тираж 500. Заказ № 1383. Цена 1 р. 25 к.

Саратов. Типография издательства «Коммунист», пр. Ленина, 94.