

ACADEMY OF SCIENCES OF TURKMEN SSR
INSTITUTE OF GEOLOGY OF THE STATE GEOLOGICAL
COMMITTEE OF THE USSR
STATE INDUSTRIAL GEOLOGICAL COMMITTEE OF TURKMEN SSR

PROBLEMS OF GEOLOGY OF TURKMENIA

(PAPERS TO THE XXII GEOLOGICAL CONGRESS)

PUBLISHING OFFICE OF TSSR
ASHKHABAD — 1965

АКАДЕМИЯ НАУК ТУРКМЕНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ ГОСУДАРСТВЕННОГО
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА СССР
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПРОИЗВОДСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
КОМИТЕТ ТУРКМЕНСКОЙ ССР

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ТУРКМЕНИИ

*(МАТЕРИАЛЫ К XXII МЕЖДУНАРОДНОМУ
ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ КОНГРЕССУ)*

ТУРКМЕНСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
АШХАБАД — 1965

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Академики АН Туркменской ССР К. МАШ-
РЫКОВ, П. И. КАЛУГИН, кандидаты геоло-
го-минералогических наук Т. РОЗЫЕВА
(главный редактор), В. В. СЕМЕНОВИЧ,
Л. Н. СМИРНОВ (заместитель главного ре-
дактора) и Г. А. ГАБРИЭЛЯНЦ

EDITORIAL BOARD:

K. MASHRYKOV, P. J. KALUGIN,
T. ROZYEVA (Editor-in-Chief), V. V. SE-
MENOVICH, L. N. SMIRNOV (Deputy Editor-
in-Chief), G. A. GABRIELYANTS

ТУРКМЕНСКАЯ СОВЕТСКАЯ СОЦИАЛИСТИЧЕСКАЯ РЕСПУБЛИКА

Туркменская Советская Социалистическая Республика образовалась 27 октября 1924 г. Она наравне с другими союзными республиками самостоятельно и добровольно вошла в Союз Советских Социалистических Республик.

До Великой Октябрьской социалистической революции туркменский народ был политически разобщенным и экономически отсталым.

Национально-государственное размежевание народов Средней Азии как результат национальной политики Коммунистической партии Советского Союза воссоединило разрозненные туркменские племена в единое национальное государство.

Коренные преобразования в экономике и культуре Туркменистана, осуществленные за годы Советской власти, обусловили изменение всей классовой структуры туркменского общества, что в конечном итоге привело к формированию туркменской социалистической нации, имеющей свою территорию, государственность и конституцию.

До 1917 г. коренное население — туркмены — были почти полностью неграмотными.

Ко времени установления Советской власти в Туркменистане туркмены со средним или высшим образованием составляли единицы.

В плохом состоянии находилось здравоохранение. Для основной части населения медицинская помощь была недоступна. Были широко распространены эпидемические болезни, такие как оспа, тиф, трахома, малярия и др. Наблюдалась высокая смертность, особенно среди детей. Население вынуждено было прибегать к помощи знахарей, табибов и мулл, которые не лечили, а калечили людей.

Хозяйство туркмен основывалось на экстенсивном полукочевом и кочевом скотоводстве, орошаемом земледелии с примитивной земледельческой техникой и домашнем ремесле. Первоначально развивалось производство зерна и винограда, а в дальнейшем усиленно культивировался хлопок. В животноводстве главным образом развивалось каракулеводство. Водные источники, большая часть земель и скота принадлежали баям и ханам. Почти половина крестьян не имела своего скота.

Промышленность была развита незначительно, преобладали мел-

кие предприятия по переработке сельскохозяйственных продуктов, такие как, например, хлопкоочистительные, маслобойные и винодельческие заводы. Из полезных ископаемых кустарным способом в очень небольших размерах добывалась нефть на бывшем острове Челекен на восточном берегу Каспийского моря. Все это были мелкие промышленные предприятия и предприятия сельского хозяйства и принадлежали они не коренному населению, а предпринимателям других национальностей. Туркмены того времени занимались либо скотоводством, либо орошаемым земледелием, а Туркменистан в целом представлял отсталую окраину царской России с примитивным хозяйством.

Экономическую основу современного Туркменистана составляют социалистическая система хозяйства и социалистическая собственность на орудия и средства производства.

За годы Советской власти в результате индустриализации страны, коллективизации сельского хозяйства и проведения в жизнь национальной политики Коммунистической партии и Советского правительства в Туркменистане созданы крупная промышленность и крупное сельское хозяйство. Реконструированы и вновь построены ирригационные сооружения. Создана электроэнергетическая база народного хозяйства и выявлены богатые минерально-сырьевые ресурсы.

В результате социалистического наступления по всему фронту сначала развернулась борьба за ликвидацию неграмотности среди коренного населения, а позже, в годы первых пятилеток, успешно была завершена культурная революция. В республике была организована широкая сеть школ и культурно-просветительных учреждений, открыты высшие и средние специальные учебные заведения и научные учреждения.

Забегая вперед, здесь уместно отметить и весьма показательную политику Коммунистической партии и Советского правительства в вопросе ликвидации неграмотности населения и подготовки национальных кадров в республике. Сразу же после установления Советской власти в Туркменистане для взрослого населения были организованы повсеместно школы по ликвидации неграмотности, для детей созданы интернаты, а для юношей и девушек — рабочие факультеты (рабфаки) и институты просвещения с подготовительными отделениями. Интернаты были организованы в Красноводске, Ашхабаде, Мары, Чарджоу и в других крупных населенных пунктах. Интернаты для туркменских детей были организованы и под Москвой; в Баку, а рабочие факультеты — в Ашхабаде и Туле.

Несколько позже, в 1929—1930 гг., в республике были организованы высшие учебные заведения — Туркменский медицинский институт, сельскохозяйственный и педагогический институты. Первыми студентами этих высших учебных заведений были питомцы интернатов, организованных в первые годы Советской власти. Многие воспитанники этих интернатов поступили в высшие учебные заведения Москвы, Ленинграда и других городов страны. Уже в 1934—1935 гг. в республике появились первые специалисты-туркмены с высшим образованием — врачи, ирригаторы, геологи, педагоги и др. В числе этих первых специалистов был и автор этой статьи.

В народном хозяйстве республики на 1 декабря 1961 г. было занято 58,2 тыс. специалистов с высшим и средним специальным образованием. В 1961—62 учебном году высших и средних специальных учебных заведений в республике насчитывалось 27, в том числе Туркменский государственный университет имени Максима Горького, Туркменский медицинский институт, Туркменский сельскохозяйственный институт,

Чарджоуский педагогический институт и др. В этих учебных заведениях обучалось 27,8 тыс. человек. В 1963 г. в столице республики Ашхабаде открыто еще одно высшее учебное заведение — Туркменский политехнический институт с тремя факультетами, где обучаются 2,5 тыс. студентов. В ближайшие три-четыре года предполагается организация еще трех факультетов, тогда численность студентов будет доведена до 4,5 тыс.

В дореволюционном Туркменистане не было ни массовых библиотек, ни театров. Элементы театрального действия содержались лишь в творчестве народных певцов. В 1926 г. впервые была создана туркменская театральная студия, куда была отобрана наиболее способная молодежь из любительских кружков самодеятельности. В 1929 г. эта студия была преобразована в Туркменский государственный академический театр. В настоящее время в республике работают шесть театров, в том числе Туркменский государственный академический театр, Русский драматический театр, Театр оперы и балета и др.

За истекшие годы высокими темпами развивались различные отрасли промышленности и сельского хозяйства. Стала бурно развиваться нефтедобывающая промышленность, возникли новые отрасли промышленности, такие как нефтеперерабатывающая, газовая, химическая, машиностроительная, стекольная, цементная, текстильная, шелкоткальная, швейная, обувная, мясная, консервная и др. В 1961 г. по сравнению с 1913 г. валовая продукция всей промышленности возрасла в 23,5 раза, в том числе крупной промышленности почти в 42 раза.

Большие изменения произошли в сельском хозяйстве республики.

Современное сельское хозяйство базируется на крупной сельскохозяйственной машинной технике. Так, к началу 1962 г. колхозы и совхозы республики имели 14,7 тыс. тракторов (в переводе на 15-сильные). Коренной реконструкции подверглась старая технически несовершенная оросительная сеть. Кроме действовавших ранее водохранилищ Гиндукушского и Иолотанского за годы Советской власти построены Ташкепринское и Тедженское водохранилища и каналы — Босага-Керкинский, Карабекаульский, Кульарыкский, Советябский и др.

В результате всех этих мероприятий посевные площади под основную культуру сельского хозяйства — хлопок — в 1961 г. по сравнению с 1913 г. увеличились в 3,6 раза, занимают более половины всех посевных площадей республики. Туркменская ССР ныне является основной базой Советского Союза по производству советского тонковолокнистого хлопка. Валовой сбор хлопка-сырца в 1961 г. составил 3914,0 тыс. ц против 694 тыс. ц в 1913 г.

Республика располагает еще значительными земельными ресурсами. Из общего земельного фонда, 48467,3 тыс. га, лишь 1% приходится на орошаемые земли, около 20% — на горные районы, а остальные 79% площади составляет пустынная территория. Введение в оборот новых посевных площадей было возможно лишь при строительстве крупных ирригационных сооружений. В этой связи трудно переоценить значение строительства грандиозного Каракумского канала. За короткий срок советские люди создали искусственную судоходную реку протяженностью 820 км. Воды реки Аму-Дарьи, пересекая пустынную территорию республики с востока на запад, подошли к Ашхабаду — столице республики.

В ближайшие годы канал будет доведен до Каспийского моря, длина его составит 1450 км, причем по трассе канала уже построен и будет в дальнейшем строиться целый ряд водохранилищ. В связи с этим прирост орошаемых площадей составит более одного миллиона гектаров.

Комплекс строительства канала и освоения новых земель включает ирригационно-мелиоративное, жилищное, культурно-бытовое и коммунальное строительство, создание совхозов, дорожное строительство, электрификацию, лесомелиорацию и прочее.

В результате строительства канала валовой сбор хлопка-сырца увеличился в четыре-пять раз по сравнению с 1961 г. Часть посевных земель отводится под посевы кормовых культур для создания прочной кормовой базы животноводства. Значительно будут увеличены площади зерновых, бахчевых, садовых культур и виноградников. В связи с обводнением пастбищных угодий и расширением посевов кормовых культур ожидается дальнейшее развитие овцеводства, в первую очередь каракулеводства — основного направления животноводства республики. Каракумский канал как инженерное сооружение является уникальным. При его строительстве был решен ряд сложных вопросов, не встречавшихся ранее в мировой практике строительства ирригационных сооружений. К числу таких вопросов следует отнести выбор направления трассы канала, так как на пути канала лежала обширная со сложным рельефом песчаная пустыня Юго-Восточные Каракумы; надо было решить также схему и конструкцию головного водозабора и разработать метод управления насосами, установить величины потерь воды из канала на фильтрацию и испарение, методы борьбы с ветровой эрозией и защиты канала от заноса песком, организацию строительства и методы производства работ в условиях сыпучих песков и связанные с ними вопросы водоснабжения, транспорта, организации службы эксплуатации, жилищно-бытовых условий строителей и т. д.

Значение канала как народно-хозяйственного мероприятия колоссально. Уже теперь можно представить себе те изменения, которые произойдут в ближайшие годы в облике районов, где проходит канал. Канал даст мощный толчок дальнейшему развитию различных отраслей промышленности и сельского хозяйства республики, появятся новые города и населенные пункты. Все это в конечном итоге повысит жизненный и культурный уровень трудящихся Советского Туркменистана.

Как отмечалось выше, огромные успехи, достигнутые в области промышленности, сельского хозяйства и культуры, базировались на неуклонном развитии науки в республике. С первых же дней организации Советской власти было обращено исключительно большое внимание на развитие науки. Уже в 1925 г. были созданы первые научные учреждения: Институт туркменской литературы, Институт физиатрии, хлопко-люцерновая опытная станция, была восстановлена разрушенная во время войны Репетекская песчано-пустынная станция, единственное научное учреждение, организованное еще до революции в связи со строительством Среднеазиатской железной дороги. В годы первых пятилеток, когда сырьевые ресурсы стали всесторонне изучаться и осваиваться, а сельское хозяйство стало на путь коллективизации, когда начали создаваться добывающая и обрабатывающая отрасли промышленности, усиленными темпами стала развиваться наука, появилась необходимость создания единого научного центра в республике, который сосредоточил бы все научные силы и направил бы их по единому плану на разработку важнейших проблем. Поэтому в Ашхабаде в 1940 г. был организован Туркменский филиал АН СССР. В 1950 г. филиал был реорганизован в Академию наук Туркменской ССР. В 1963 г. в составе Академии наук насчитывалось 22 научных учреждения, издательство, типография и автопарк с хорошо оснащенным автохозяйством для экспедиционных исследований.

Научные учреждения, кроме Академии наук Туркменской ССР,

имеются и в отраслевых ведомствах. Так, например, научно-исследовательские институты животноводства и земледелия находятся в системе Министерства производства и заготовок сельхозпродуктов, несколько научно-исследовательских институтов имеется в системе Министерства здравоохранения республики и т. д. Всего в республике насчитывается свыше 50 научно-исследовательских институтов и учреждений.

До революции, как отмечалось выше, туркмены не имели своей письменности. Поэтому в первые годы Советской власти особенно развивались гуманитарные науки. Советскими филологами была разработана грамматика туркменского языка, составлены учебники по туркменскому языку и литературе для школ, техникумов и высших учебных заведений. Успешно была решена и проблема письменности. Вместо сложного арабского алфавита был принят сначала латинский шрифт, который позже был заменен русским шрифтом.

В дальнейшем, в связи с ростом научных кадров и расширением задач в области гуманитарных наук, в системе Академии наук были созданы два института — Институт туркменского языка и Институт литературы, на базе существовавшего ранее Института языка и литературы. Силами этих институтов, а также кафедр языка и литературы при Туркменском государственном университете и педагогических вузах были проведены большие работы по исследованию грамматического строя туркменского языка и литературоведению. Выпущены в свет различные словари, в том числе русско-туркменский словарь, туркменский орфографический словарь, терминологические словари по различным отраслям науки. Изданы в двух томах очерки истории туркменской советской литературы. Подготовлены и изданы народный эпос «Гёр-Оглы», «Антология туркменской поэзии», а также избранные произведения классиков туркменской литературы (Махтумкули, Молланепес, Кемине, Сеиди, Зелили и др.). Больших успехов добилась и современная туркменская литература, давшая ряд крупных произведений прозы и поэзии. Романы старейшего писателя Б. Кербабаева «Решающий шаг», «Небит-Даг», писателя Беки Сейтакова «Братья», роман Х. Деряева «Судьба», поэмы и стихотворения поэтов Ата Салиха, Кара Сейтлиева, Амана Кекилова пользуются заслуженной известностью как в нашей стране, так и за границей.

Туркменскими историками, археологами и этнографами была проделана большая работа по изучению многовековой истории туркменского народа. Их усилиями разработаны многие неясные вопросы истории Туркменистана. Ученые республики выпустили в свет двухтомную историю туркменского народа и приступили к составлению многотомной истории.

Весьма важных успехов достигла и сельскохозяйственная наука. На полях Туркменистана выращиваются высокоурожайные сорта хлопчатника, выведенные селекционерами Академии наук Туркменской ССР и Иолотанской селекционной станции.

В некоторых районах республики возделываются новые для Туркменистана культуры, как маслины, гранаты, цитрусовые. В области животноводства исследования были направлены на дальнейшее улучшение пород каракулевых овец, текинских лошадей, верблюдов и крупного рогатого скота. В республике в настоящее время в области сельского хозяйства работают 15 научно-исследовательских институтов, опытных станций и заповедников.

Медицинские научно-исследовательские учреждения созданы в республике также лишь за годы Советской власти. В настоящее время

работают пять научно-исследовательских институтов и других научных учреждений, в которых разработан ряд важных проблем, позволивших перестроить всю систему здравоохранения и обеспечить полную ликвидацию таких специфических заболеваний, как чума, холера, оспа, москитная лихорадка, малярия, пендинская язва и т. д.

Быстрыми темпами развивалась и геологическая наука. В дореволюционном Туркменистане не было ни одного геологического учреждения. Геологическое изучение территории Туркменистана того периода характеризуется главным образом рекогносцировочными исследованиями, которые затронули сравнительно незначительные площади: нефтяные месторождения Прикаспия, районы Красноводского полуострова, горных сооружений Большого и Малого Балханов, Западного Копет-Дага и низовьев Аму-Дарьи.

Послереволюционный период геологического изучения территории Туркменистана можно подразделить на два этапа. Первый этап охватывает период с 1923 по 1930 г., когда центральными научно-исследовательскими учреждениями Москвы и Ленинграда проводились главным образом экспедиционные исследования.

Второй период характеризуется созданием в республике постоянных геологических производственных и научных учреждений. Так, в 1930 г. был организован трест «Туркменнефть», а в 1934 г. в системе этого треста впервые была создана геологическая служба. В том же 1934 г. была организована Ашхабадская гидрогеологическая партия, на её базе в 1938 г.—Управление (Государственный производственный геологический комитет Туркменской ССР). В 1941 г. при Туркменском филиале Академии наук СССР был организован Институт геологии. В 1942 г. в Ашхабаде создан Среднеазиатский геофизический трест, а в 1953 г. организован Туркменский филиал Всесоюзного научно-исследовательского института нефти в Небит-Даге. В 1950 г. при Туркменском государственном университете организован технический факультет с геолого-геофизическим отделением.

Силами этих организаций за истекшие годы были проведены значительные по объему геолого-съёмочные, поисково-разведочные, гидро-геологические и геофизические работы, охватившие сначала главным образом южную (горную) часть территории республики. В результате этих работ были выявлены многочисленные месторождения полезных ископаемых, разработка которых дала возможность снабжать минеральным сырьем как республиканскую, так и союзную промышленность. К числу месторождений полезных ископаемых, выявленных в эти годы, относятся нефтяные и газовые месторождения Юго-Западного Туркменистана, месторождения мирабилита, йодо-бромных солей, озокерита, серы, полиметаллов, калийных солей, угольные месторождения, месторождения строительных материалов, сырья для цементной, стекольной, машиностроительной и других отраслей народного хозяйства. Открытие и освоение этих месторождений привело к созданию в республике совершенно новых отраслей промышленности — нефтедобывающей, нефтеперерабатывающей и химической, что связано с успехами развития геологической науки в Туркменистане. Развитие этих отраслей промышленности имело очень важное значение, а именно — оно создало широкую базу для возникновения рабочих и технических кадров из местного населения, чего не было в дореволюционном Туркменистане.

Большие работы были проведены и по гидрогеологическому исследованию территории республики. В результате этих исследований оказалось возможным обеспечить питьевой и технической водой железно-

дорожные станции, города и промышленные объекты. Частично эти воды использовались и в сельском хозяйстве.

Особенно быстрыми темпами геологическая наука стала развиваться в послевоенный период. Это время характеризуется рядом крупных мероприятий, осуществленных в республике в связи с решениями Коммунистической партии и Советского правительства. К этим мероприятиям относятся постановления Советского правительства о строительстве крупных ирригационных сооружений (Каракумский канал, Сарыязынское, Хаузханское, Тедженское водохранилища и др.) и о дальнейшем развороте геологопоисковых работ на нефть и газ на территории Туркменской ССР. К этим же мероприятиям относятся постановления об открытии Академии наук Туркменской ССР и Туркменского государственного университета. Все эти мероприятия существенным образом сказались на дальнейшем развитии геологической науки.

Открытие Академии наук Туркменской ССР сыграло большую роль в том смысле, что она стала научным центром в республике, объединяющим и координирующим все научно-исследовательские работы в области геологии. Ранее существовавший при Туркменском филиале маломощный Институт геологии в связи с открытием Академии был усилен кадрами, численным составом. Несколько позже было создано новое учреждение — Отдел геофизики и сейсмологии.

Эти учреждения провели большую работу по изучению осадочной толщи, месторождений полезных ископаемых и обобщению геолого-геофизических материалов и их публикации. Они же были инициаторами созыва ряда совещаний и конференций, на которых обсуждались вопросы геологии, подводились итоги проделанных работ и намечались пути дальнейших исследований.

Все возрастающий объем геолого-геофизических исследований потребовал усиления подготовки местных кадров геологов, геофизиков, буровиков и т. д. Этот вопрос был решен открытием Туркменского государственного университета, в составе которого был организован технический факультет, где стали готовиться специалисты — геологи, геофизики, разработчики и др. В настоящее время в различных геологических организациях республики работают сотни выпускников технического факультета университета.

Строительство крупных ирригационных сооружений и поиски на нефть и газ потребовали разворота в широких масштабах геолого-геофизических работ, сопровождавшихся бурением структурных и разведочных скважин. Этими работами были охвачены и равнинные закрытые районы территории республики. В результате были составлены в различных масштабах геологические, гидрогеологические и инженерно-геологические карты, а главное — в новых районах республики были открыты крупные нефтегазовые площади, подтвердившие прогнозы о богатствах недр Туркменистана. Применение комплекса геофизических методов в сочетании с бурением в закрытых районах Туркменистана позволило расшифровать глубинное геологическое строение и подтвердить предположение геологов о наличии на территории Туркменистана трех крупных структурных элементов: северной платформенной области, южной складчатой (горной) и разделяющей их промежуточной области предгорных прогибов.

Все это вместе взятое позволило впервые составить схему глубинного строения, уточнить стратиграфию мезо-кайнозойского комплекса, слагающего территорию Туркменистана, правильно оценить перспективы и наметить пути освоения минеральных ресурсов республики.

Итоги долголетних исследований территории были обобщены в

большой двухтомной капитальной монографии (Геология СССР, XXII том, 1957). Оба тома написаны силами геологов Туркменистана при участии геологов Москвы и Ленинграда. В монографии были обобщены материалы по стратиграфии, тектонике и полезным ископаемым. Она является настольной книгой каждого геолога и служит основой для дальнейших геологических исследований. В настоящее время эта монография в связи с новыми данными, полученными за последние годы, подготавливается к переизданию.

Необходимо отметить, что в изучении геологии и выявлении минеральных ресурсов территории Туркменистана важное место занимают исследования и научные прогнозы выдающихся русских геологов И. В. Мушкетова, В. А. Обручева, Н. И. Андрусова, а в советское время — А. Е. Ферсмана, И. М. Губкина, А. Д. Архангельского, Д. В. Наливкина и др. Так например, первую схему тектоники Туркменистана дал в 1890 г. И. В. Мушкетов, который на территории Туркменистана выделил три области, отличающиеся по своему геологическому строению. Эта схема легла в основу всех дальнейших построений, подвергаясь некоторым изменениям, уточнениям и дополнениям. В развитии горно-химической промышленности республики большая заслуга принадлежит академику А. Е. Ферсману. Благодаря его исследованиям Туркменистан стал колыбелью развития серной промышленности СССР, здесь был построен первый завод по добыче серы, что дало возможность прекратить завоз ее из-за границы. Его научные прогнозы, высказанные еще в годы первых пятилеток в отношении перспектив развития химии в Туркменистане, полностью подтвердились в последующие годы.

Первую научную оценку перспектив нефтегазоносности Туркменистана дал академик И. М. Губкин в своем докладе еще в 1932 г. на первой конференции по изучению производительных сил Туркменистана, организованной Академией наук СССР совместно с правительством Туркменской ССР в Ленинграде.

И. М. Губкин считал, что Туркменистан расположен внутри обширной нефтеносной провинции — с запада территория его граничит с нефтеносной областью Апшеронского полуострова, с юга — с известными нефтяными месторождениями Ирана, севернее республики расположен Урало-Эмбенская нефтеносная область, а на востоке — нефтеносные районы Узбекистана. Отсюда он приходил к выводу, что вся территория Туркменистана должна быть нефтеносной. Действительно, проведенные в последующие годы исследования полностью подтвердили оценку И. М. Губкина. Ныне нефтяные и газовые месторождения открыты на западе и востоке республики и в Центральных Каракумах.

В заключение необходимо коротко осветить современное представление о геологическом строении территории Туркменистана.

Палеозойские породы, являющиеся составной частью осадочного комплекса, слагающего территорию Туркменистана, обнажены на западе в районе Туаркыра и на севере в Куба-Тау. За пределами республики они обнажаются в хребтах Султан-Уиз-Даг и Кугитанг-Тау. Выходы палеозоя известны также на Мангышлаке и в центральной части Туркмено-Хорасанских гор.

Самыми древними породами, обнажающимися в пределах территории Туркменистана, являются породы возвышенности Куба-Тау, представленные различными метаморфическими сланцами и кварцитами с редкими прослоями мраморизованных известняков, прорванных биотитовыми гранитами. По возрасту породы относятся к среднему палеозою. Видимая мощность 200 м.

В Туаркыре обнажаются красноцветные, молассового типа, отложения пермского возраста. Видимая их мощность 3000 м. Палеозойские метаморфические и интрузивные породы за последние годы вскрыты скважинами в различных районах республики: в Прикарабагазье, в Центральных Каракумах, в Амударьинской зоне. Геофизические данные указывают на двухъярусное строение фундамента. Нижний ярус, наиболее сильно метаморфизированный и прорванный интрузиями, составляет основную часть фундамента. Выше залегают менее метаморфизированные и менее дислоцированные отложения, развитые не повсеместно, а лишь на погруженных участках. Последние предполагаются как отложения перми и триаса, но, возможно, захватывают часть карбона.

Триасовые отложения обнажаются на Туаркыре и в Гаурдак-Кугитангском районе. На Туаркыре известен только нижний триас, представленный пестроцветными песчаниками с глинами, внизу и наверху с прослоями известняков и нижнетриасовой морской фауной. Видимая мощность 700 м. На отложениях перми нижний триас здесь залегает или без несогласия или с небольшим несогласием.

В Гаурдак-Кугитангском районе обнажаются самые верхи системы, относимые к рэтскому ярусу, тесно связанные уже с нижней юрой. Представлены рэтские отложения песчано-глинистыми сланцами и песчаниками, в нижней части которых иногда встречаются бокситовые породы. Мощность триаса здесь составляет 40 м. Рэтские отложения могут быть развиты широко на территории республики, они, вероятно, слагают нижнюю часть мезозойского осадочного комплекса в областях погружения фундамента.

Юрские отложения развиты почти по всей территории Туркменистана и образуют хорошо выделяющуюся мощную толщу. Однако юра также обнажается на ограниченных площадях — в Копет-Даге, Большом Балхане, Туаркыре и Гаурдак-Кугитангском районе. Скважинами юрские отложения вскрыты во многих районах республики. Нижняя и средняя юра обычно представлена песчано-глинистой толщей морских и континентальных пород, налегающих или на верхний триас (с небольшим несогласием), или непосредственно на более древние породы. Кое-где в восточных районах нерасчленяемая нижняя и средняя юра представлена более грубыми разностями — мелко- и крупногалечными конгломератами. Местами нижняя юра отсутствует, и разрез представлен только среднеюрскими породами. Мощность ниже-и среднеюрских отложений на платформе составляет от нескольких сотен (на крупных поднятиях фундамента) до 2000 м во впадинах. В геосинклинальных областях она достигает нескольких тысяч метров.

Верхнеюрские отложения обычно образуют три комплекса: нижний глинисто-мергелистый (келловей), средний карбонатный (оксфорд) и верхний соляно-гипсовый и красноцветный (кимеридж-титон). Верхний комплекс развит главным образом на юго-востоке республики и распространен на довольно значительной площади. Мощность верхней юры в Кугитанге достигает 1800 м, а в Копет-Даге, вероятно, еще больше. В северных районах платформы верхние два комплекса отсутствуют. С юрским периодом связаны крупные тектонические движения как в области горных сооружений, так и на платформе. Юрские отложения были заметно дислоцированы и во многих местах значительно размыты меловой трансгрессией.

Меловые отложения распространены по всей территории республики и образуют довольно мощную толщу от нескольких сотен метров на платформе до 4—5 тыс. м в Копет-Даге. Они обнажаются во многих

районах — в горных и на платформе. Во многих местах они вскрыты и скважинами. Мел представлен всеми ярусами. В Копет-Даге и Большом Балхане неомом представлен мощной толщей известняков, а на остальной территории — континентально-лагунными, реже морскими красноцветными отложениями. Апт, альб и сеноман образуют обычно единую песчано-глинистую толщу и развиты повсеместно. Турон-сенонские отложения на западе представлены карбонатно-мергельными образованиями, а на востоке — терригенной толщей с прослоями карбонатов. Датский ярус не везде выделяется уверенно. На западе отложения датского яруса представлены карбонатными породами, а на остальной территории лагунными и лагунно-континентальными — гипсы, пестроцветы и красноцветы.

В меловое время тектонические движения имели место в середине (альб-конец сеномана) и в конце периода (ларамийская фаза). С ними связаны несогласия, размывы, появление гипсов и красноцветов. Вероятно с ними было связано и некоторое оживление магматических процессов на глубине, на что указывают гидротермальные образования, связанные с меловыми породами Копет-Дага. Палеогеновые отложения за пределами горных сооружений, где они в значительной степени размывы, пользуются почти повсеместным распространением. Мощность палеогеновых отложений колеблется от 2000—2500 м в геосинклинальной зоне до 100—200 м на платформе. На западе республики в геосинклинальной области палеоген представлен всеми тремя отделами и выражен в основном глинистыми породами. На востоке палеоген тоже представлен тремя отделами, но состоит уже из гипсо-терригенно-карбонатной толщи палеоцена и эоцена и залегающей на подстилающих отложениях с размывом и выраженных пестроцветной пачкой или кварцевыми песками олигоцена, которые генетически связаны с нижней частью неогенового комплекса. Для эоцена Туркмении характерна вулканическая деятельность. На юго-востоке широко развиты андезитобазальтовые покровы и туфы. На западе республики в эоцене известны конкреционные образования, состоящие из вулканического пепла, близкого по составу к трахитовым лавам. На платформе палеоген представлен маломощными образованиями пестроцветных песчано-глинистых отложений.

Отложения неогена широко развиты по всей территории Туркмении и распространены главным образом как палеоген, в области предгорных прогибов, в Западно-Туркменской впадине и на платформе. Мощность их в Западно-Туркменской впадине превышает 6000 м, в зоне предгорных прогибов 1500—2000 м, а на платформе измеряется десятками или сотнями метров.

Миоцен на западе республики представлен преимущественно мелководно-морскими и лагунными породами, а на востоке — континентальной толщей. Плиоцен тоже на западе преимущественно морской или лагунный, а на востоке континентальный.

Четвертичные отложения на юго-западе республики представлены в основном в морских фациях, а на остальной территории сложены континентальными образованиями. В Западно-Туркменской впадине мощность четвертичных отложений достигает 1000 м, на остальной территории она незначительна.

В пределах территории Туркмении выделены три крупных структурных элемента. На юге расположена альпийская складчатая область. Сюда входят горные сооружения Куба-Дага, Большого и Малого Балханов, Копет-Дага и юго-западных отрогов Гиссара, а также Западно-Туркменская впадина, являющаяся восточной окраиной Южно-Каспий-

ской депрессии. Южно-Каспийская депрессия, обрамленная альпийскими складчатыми сооружениями, представляет собою межгорную впадину с интенсивным неоген-четвертичным прогибанием. Мощность только плиоценовых и постплиоценовых отложений местами здесь достигает 6 км.

В пределах Западно-Туркменской впадины выделяются субширотные (на севере) и субмеридиональные локальные поднятия неоген-четвертичного возраста. Восточный борт впадины слагает погребенное западное погружение Копет-Дага, где под четвертичным и верхнеплиоценовым покровом установлены размытые местами до нижнего мела дислоцированные мезозойские складки.

К северу от альпийских сооружений расположена область предгорных прогибов и впадин. Здесь с запада на восток выделяются Северо-Балханский и Предкопетдагский прогибы, Мургабская впадина и Предгиссарский прогиб.

Северо-Балханский и Предгиссарский прогибы характеризуются небольшими размерами и незначительной амплитудой. Наиболее четко выражен Предкопетдагский прогиб, который поперечными выступами разделяется на частные впадины. Мощность мезо-кайнозойских отложений местами достигает здесь 14 км. Заложение прогибов произошло в неоген-четвертичное время, а местами, возможно, еще и раньше — с палеогена. В ходе развития осевая линия прогибов перемещалась к северу, в сторону платформы. Южные борта прогибов и впадин обычно крутые, осложненные складками, северные крылья которых часто наклонены в сторону прогибов. Северные крылья прогибов значительно более пологие.

Мургабская впадина отделена от Предкопетдагского прогиба Сепахской седловиной. На этом участке область предгорных прогибов и впадин резко расширяется к югу, то есть северные зоны складчатых сооружений Альпийско-Гималайского пояса здесь прерываются. Последнее объясняется тем, что в этом районе весь Альпийско-Гималайский пояс пересечен поперечным тектоническим элементом — Герирудской стабильной полосой. Южная часть Мургабской впадины расположена как раз между встречными окончаниями Восточного Копет-Дага (Бадхыз-Карабильская зона поднятий) и Юго-Западных отрогов Гиссара и поэтому имеет сложное строение. Внутри впадины выделяется несколько зон локальных брахиантиклинальных поднятий и частых прогибов. Осевая часть Мургабской впадины расположена к северу от Бадхыз-Карабильской зоны. Здесь она является соединяющим звеном между Предкопетдагским прогибом и Афгано-Таджикской межгорной депрессией. В пределах Мургабской впадины, в ее наиболее глубоко погруженной части, мощность мезо-кайнозойских отложений достигает 5,5—6 км.

Севернее области прогибов и впадин основную часть равнинной территории Туркменистана занимает эпигерцинская платформа. В ее пределах мощность мезо-кайнозойских отложений составляет 1,5—4 км, а кое-где достигает 5—6 км. В строении платформы большую роль играют глубинные разломы, которые секут самую платформу, области предгорных прогибов и южных складчатых сооружений. При этом наблюдается два основных направления разломов — северо-западное и близкое к широтному. К последнему относится, например, разлом, проходящий вдоль северной границы Копет-Дага. К разломам северо-западного простирания приурочены долины современных рек Аму-Дарья, Теджена и др. Вдоль такого одного разлома, так называемого Репетек-Ербентского, на востоке республики развиты соляные купола.

Имеются разломы и меридионального направления, протяженность которых не выяснена. Этими разломами платформа разбита на отдельные блоки. Высота наиболее приподнятой части блока относительно опущенной составляет 3—4 км. Несмотря на блоковое строение, все же выделяются довольно крупные широтные зоны, состоящие из разнонаправленных блоков, связанных с разломами. В пределах территории Туркменистана выделяются: Южный склон платформы, Центральная зона блоковых поднятий и Северо-Туркменский прогиб. В пределах Центральной зоны блоковых поднятий выделяются Карабогазский и Центрально-Каракумский своды, осложненные различно ориентированными локальными поднятиями в мезо-кайнозойском чехле. От Центрально-Каракумского свода Карабогазский свод отделяется Верхнеузбойским суомеридиональным прогибом, а на западе он ограничен Среднекаспийской впадиной.

Центрально-Каракумский свод на востоке ступенчато опускается к Амударьинскому прогибу. К северу от Центральной зоны блоковых поднятий фундамента расположен близкий к широтному Северо-Туркменский прогиб, протягивающийся от берега Каспийского моря на западе до долины реки Аму-Дарьи на востоке. Поперечными перемычками прогиб разделен на ряд впадин: Южно-Мангышлакская, Западно-Ассакауданская, Восточно-Ассакауданская и Дарьялык-Дауданская. Мощность мезо-кайнозойских отложений в пределах Северо-Туркменского прогиба достигает 3,5—6 км.

К югу от Центральной зоны блоковых поднятий расположен южный склон платформы, имеющий довольно сложное строение. На западе к нему относятся складки Красноводского полуострова, расположенные к северу от Северо-Балханского прогиба. Восточнее область южного склона проходит южнее Центрально-Каракумского свода и на востоке включает широтное Мары-Учаджинское поднятие, отделенное довольно широким прогибом от Центральной зоны блоковых поднятий. Мощность мезо-кайнозойских отложений в пределах Южного склона составляет 3—4 км и постепенно увеличивается к югу в сторону предгорных прогибов.

Все эти выделенные крупные элементы тектоники платформы, Северо-Туркменский прогиб, Центральная зона блоковых поднятий и область южного склона платформы, с востока ограничиваются зоной прогибов и валообразных поднятий фундамента северо-западного простирания, расположенных по лево-и правобережью Аму-Дарьи (Амударьинский прогиб и др.). Восточнее эпигерцинская платформа примыкает к высоко поднятым Тяньшаньским горным сооружениям. Здесь краевая часть платформы ступенчато погружается от Тянь-Шаньских гор к Амударьинской зоне опускания. В этой части выделяется также много локальных поднятий. Структурный план равнинной территории Туркменистана по поверхности фундамента и по основным поверхностям в осадочной толще в настоящее время в общих чертах уже выяснен, хотя многие районы исследованы еще недостаточно. В осадочном чехле устанавливаются различные типы складок — складки облекания, приразломные, куполовидные, брахиантиклинали и крупные валообразные поднятия, однако генетическая их классификация, взаимоотношения со структурами фундамента, история развития отдельных тектонических элементов и т. д. пока еще в полной мере не изучены. Решение этих вопросов представляет очередную задачу тектонических исследований, так как с ними в значительной мере связано выяснение закономерностей размещения полезных ископаемых.

THE TURKMEN SOVIET SOCIALIST REPUBLIC

Turkmenistan flourishing under Socialism

The Turkmen Soviet Socialist Republic was established on the 27-th of October, 1924. Together with other Union republics it joined the Union of Soviet Socialist Republics of its own free will.

Before the Great October Socialist Revolution the Turkmen people was politically alienated and economically backward. By the time the Soviet power had been established the Turkmen had been still divided into numerous tribes. Thus, for example, the Iomud tribe inhabited the West Turkmenistan and the north districts being a part of the Khiva khanate. The large Teké tribe was settled down in the Murgab oasis and the Kopet Dag piedmont regions, the Ersary tribe occupied the south-east regions of Turkmenistan (the middle course of the Amu Darya river) inserted in the Bukhara emirat, the Saryk tribe lived in the border regions with Afghanistan, etc. Thanks to the national policy of the Communist Party of the Soviet Union the national and political delimitation of the peoples of Central Asia united the separated Turkmen tribes into a single national state. In 1924 it was proclaimed the Turkmen Soviet Socialist Republic which united the Turkmen of the former Bukhara emirat, Khiva khanate, and the Transcaspian district of tsarist Russia.

The fundamental economical and cultural reforms of Turkmenistan being carried out in the years of Soviet Power changed the entire class structure of the Turkmen society, which ultimately resulted in the formation of the Turkmen Socialist nation possessing its own territory, state system, and constitution. Still, it should be emphasized that all these achievements have been gained by the whole soviet people together with the Turkmen people violently struggling against economic backwardness, illiteracy of the population, as well as against domestic and foreign enemies of socialist construction. It was not a pleasant walk down a beaten track, but a complicated and difficult path, a road of success and failures, a road of destruction of the old, seeking and creating the new. Before 1917, the indigenous population (the Turkmen) were almost completely illiterate. The number of literate persons in the former Transcaspian district hardly reached 0,7 per cent. 6800 children studied at 38 schools of this district, but there were practically no Turkmen among them. There were no higher and secondary specialized schools in the pre-revolutionary Turkmenistan. By the time the Soviet power had been established the Turkmen of a higher or secondary education could have been counted by the fingers of one hand.

Care of public health was in a bad state. The major part of population was deprived of medical aid. Such epidemics as smallpox, typhus, trachoma, malaria were wide spread. Child mortality was especially high. The population resorted to the help of quacks, tabibs and mullahs. In 1914 there were only 70 doctors (including 14 dentists) in the former Transcaspian district.

Turkmen economy consisted of an extensive semi-nomadic cattle-breeding, irrigation farming with primitive agricultural technics and domestic craft.

Initially corn and grapes production was developed, and later on cotton was intensively cultivated. Astrakhan sheep rearing and meat-fat cattle-breeding prevailed mainly. Water sources, the most part of irrigated land and livestock belonged to khans and rich landowners (bais). Nearly a half of peasants had no live-stock of their own.

Industry was hardly developed. It was chiefly represented by small produce processing enterprises: ginneries, wine-making factories and creameries. Out of natural

resources only oil was primitively extracted at the then isle Cheleken. These few industrial enterprises were small-scale and even they didn't belong to the natives, Their owners being, as a matter of fact, knights of fortune arrived from different parts of Russia. The Turkmen of that time were engaged either in cattle-breeding or in irrigation farming. On the whole, Turkmenistan was a backward outlying district of the tsarist Russia.

The economic structure of the present-day Turkmenistan is based on the socialist system of economy and socialist property of implements and means of production.

In the years of Soviet power industrialization of the country, collectivization of the agriculture and implementation of the national policy of the Communist Party and the Soviet government resulted in the large scale industry and agriculture being developed in Turkmenistan. Irrigation systems have been either reconstructed or newly built. The electric power base of national economy has been created, and rich mineral sources of raw materials have been recognized. Simultaneously a hard struggle against illiteracy of the natives was developed. A dense network of schools and cultural-educational institutions has been created together with higher and secondary specialized schools and scientific institutions. Moreover the training of national specialists for industry, agriculture and public education is under way.

In 1929—1930 high schools were organized in the Republic — the Turkmen Medical Institute, Agricultural and Pedagogical Institutes. The disciples of the national boarding schools organized at the Soviet power daybreak were the first to study at those institutes. A number of disciples of these boarding schools entered the higher educational institutions in Moscow, Leningrad and other cities of the country. By 1934—1935 the Turkmen with a higher education : doctors, irrigators, geologists, teachers a. o. made their appearance in the Republic. The author of this paper was likewise of their number.

The data cited below show the progressively rising care of public health and public education. In 1961 the number of educational schools of all types was 26 times as large as that in 1914, and the number of pupils was 45 times as great. In 1914—1915 6,5 persons per each thousand of inhabitants studied at schools of all types, while in 1961—1962 school year their number reached 184. In the present-day Turkmenia we have 18 doctors per 10 000 inhabitants. In 1961 the number of medium level medical personnel was 77 times that of 1913. In 1961 the hospital bed capacity was 53 times that of 1913. A dense network of maternity homes, doctor's assistant and obstetrics dispensaries, maternity and children's consultations has been largely developed. The death rate (especially child mortality) has sharply decreased.

A great consideration is given to the training of diplomaed specialists including national personnel.

By december 1, 1961, 58 200 specialists with a higher or specialized secondary education were engaged in the national economy of the Republic. In 1961—1962 school year there were 27 higher and specialized secondary educational establishments including the Turkmen State University, Turkmen Medical Institute, Turkmen Agricultural Institute, Chardzhou Pedagogical Institute a. o. 27 800 students learned there. In 1963 one more higher educational institution has been set up in the capital of the Republic—Ashkhabad : the Turkmen Polytechnic Institute with three faculties, where 2 500 students will receive their education. Within the next 3—4 years three more faculties are supposed to be set up. The number of students will reach 4 500.

Cultural-educational institutions, arts, press, have been largely developed in the years of Soviet power. By the beginning of 1962 there were 1 156 public libraries with 5 900 000 copies in book-stocks, 929 clubs, and so on. In 1961, 634 books were published in a total print of 3 100 000 copies; 34 magazines and other periodicals were put out in an edition of 1 800 000 copies and 29 newspapers — in a single print of 366 000 copies.

In the pre-revolutionary Turkmenistan there were neither public libraries nor the-

atres. Theatrical elements could be found in folk singers' art only. In 1926, for the first time, the Turkmen Dramatic Studio was inaugurated where more gifted youths from amateur art circles were sent. In 1929 the Dramatic Studio was reorganized into the Turkmen State Academic Theatre. At present 6 theatres are acting in the Republic : the one mentioned above, the Russian Dramatic Theatre, the Opera- and Ballet-House a. o.

The Turkmen Ten-day Literature and Art Festival having successfully been carried out at Moscow in 1955, this proves the achievements and maturity of theatrical, music arts, and people's art. The Turkmen artists yearly performances on the stage of the Kremlin Theatre in Moscow attest to the same. In the course of past years various branches of industry and agriculture have been over increasing at a high rate. The oil-extracting industry made a rapid progress. New branches of industry have been created : oil-refining, gas, chemical, machine-building, glass, cement, textile, silk-spinning, sewing, footwear, food-industries and so on. In 1961 the gross output of the total industry was 23,5 times that of 1913, and the output of the large-scale industry was almost 45 times as great. The output of the total industry was 39 times as great as that of 1924—1925. The output of the large industry was 60 times that of 1924—1925. There have been some significant changes in the Republic agriculture.

The modern agriculture is based on the large scale agricultural machine technics. Thus, by the beginning of 1962, the collective and state farms of the republic had 14 700 tractors (at a rate of 15 h. p. per each tractor).

The old irrigation system being technically unequipped it has been radically reconstructed. In the years of Soviet Power the Tashkeprin and Tedzhen water ponds, the Bosaga-Kerki, Karabekaul, Kul'aryk and Sovetyab canals have been built in addition to the former Hindukush and Iolotan ponds. In the course of last years the Karakum canal has been created.

The areas under the main culture — cotton — have increased by 3,6 times in 1961, as compared with those of 1913. The Turkmen SSR is presently the main base producing finefibrous cotton in the Soviet Union. In 1961, a total cotton output was 391 400th against 69 400th in 1913.

The Republic has still considerable land resources. Out of the total stock of land of 48 467 300 ha there are : only 1 per cent of irrigated lands, about 20 per cent — of montane regions and the rest 79 per cent are occupied by deserts. Only the building of large irrigation construction allowed to use new areas for sowing. In this connection the importance of the great Karakum canal can scarcely be exaggerated. In a short span of time an artificial navigable river 820 km long, has been created. The Amu-Darya waters traversing the desert territory of the Republic from east to west have come to Ashkhabad — the capital of the Republic.

As an engineer frame work the Karakum canal is unique. While building the canal a number of complicated problems has been solved for the first time in the world building practice of irrigation construction in the deserts.

Within the next few years the canal will gain the Caspian sea. Its length will reach 1450 km. A number of water reservoirs has been already built and will be built in the future along the canal track. Accordingly the irrigation areas will increase by more than 1 million ha. The complex of the canal project and of the development of new lands includes irrigation-melioration building housing, cultural-living and communal constructions, establishing of state farms, road building, electrification, forest reclamation, etc.

Construction of the canal will make the total cotton output 4—5 times as great as that of 1961.

A part of cultivated areas will be under fodder crops to create a stable forage reserve for cattle breeding. Areas under cereal crops, melon-cultures, orchard crops, and vineyards will be considerably extended.

According to the increased watering of pastures and expansion of the areas under fodder crops, a further increase of the livestock population is expected, especially the

development of astrakhan sheep-breeding, being the main trend of the animal husbandry of the Republic.

The importance of the canal for the national economy is colossal. The canal will highly stimulate the further development of various branches of industry and agriculture in the Republic; new towns and settlements will spring up.

Science developing in Turkmenistan

The great achievements in the fields of industry, agriculture and culture were based on the continuous progress of science in the Republic.

Since the first days of the establishment of Soviet Power exceptional attention has been paid to the development of science in the Republic. By 1925 the first scientific institutions were inaugurated: the Institute of Turkmen Literature, the Institute of Physiatics, the Cotton-Lucerne Experimental Station. The only scientific institution established before the revolution in connection with the construction and exploitation of the Central Asia railway — the war-ravaged Repetek Sandy-Desert Station — was reconstructed. Science began to develop intensively in the course of the first Five Year Plans — at the time of more detailed investigations and development of the sources of raw materials of the Republic, collectivization of agriculture, and creation of extractive and manufacturing branches of industry. A common scientific centre was badly needed in the Republic, which might concentrate all scientific efforts and direct them to the evolving of the most important problems following one common plan. Accordingly, the Turkmen Affiliated Academy of Sciences of the USSR was organized in 1940 in Ashkhabad. In 1950, it was reorganized into the Academy of Sciences of the Turkmen SSR. In 1963 the Academy of Sciences included 22 scientific institutions, publishing and printing houses, a fleet of motor vehicles well equipped for research expeditions.

There are, moreover, scientific institutions beyond the Academy of Sciences, which belong to the departments of certain branches of industry and agriculture. The Research Institute of Cattle-breeding and that of Agriculture are for example in the system of the Ministry of State Agricultural Purchases; the Ministry of Public Health includes as well several research institutes etc. On the whole there are more than 50 scientific institutions in the Republic.

As it was stated above, the Turkmen had no written language of their own before the Revolution. That is why humanities have been especially developed in the early years of Soviet Power. Soviet philologists have evolved the Turkmen grammar and have written text books in the Turkmen language and literature for schools, technicals (technical schools) and institutes. The problem of the written language has been successfully solved as well. Instead of complicated Arabic alphabet the Roman type was accepted which was then replaced by the Russian one.

Later on, in connection with increasing scientific personnel and extending problems of humanities, two institutes have been inaugurated in the Academy of Sciences system: the Institute of Turkmen Language and that of Literature. They have been organized on the base of the former single Institute of Language and Literature. These institutes, departments of language and literature of the Turkmen State University as well, as those of pedagogical institutes have done a great deal in the domains of linguistics and the history of literature. Various dictionaries have been published: Russian-Turkmen, Turkmen Orthographic and terminological glossaries in a number of fields of science. History essays of Turkmen soviet literature, popular folk epos (Gor-Ogly), anthology of Turkmen poetry and selected classic works of Turkmen literature (by Makhtumkuli Fragi, Mollanepes, Kemine, Seidi, Zelili, a. o.) have been prepared and published as well.

The modern Turkmen literature has achieved equally much success. It is represented by a number of masterpieces both of prose and poetry. (Works by Kerbabaev B., Seitakov Beki, Deryaev Kh., Kekilov Aman, Seitliev K., Ata Salikh a. o.).

Turkmen historians, archaeologists and ethnographers have deeply studied the

many century-old history of the Turkmen people. A number of obscure questions of the history of Turkmenistan has been enlightened due to their efforts. The scientists of the Republic have published a two-volume history of the Turkmen people and have undertaken the task of compiling a many-volume history.

Agricultural science has made highly important progress. The selectionists of the Academy of Sciences of the Turkmen SSR and of the Iolotan selection station have grown high-yielding cotton growths which are being cultivated presently in the fields of Turkmen SSR. Such cultures as olive-tree, pomegranate, citric plants are being cultivated in some regions of the Republic for the first time. The investigations in the field of animal husbandry have been carried out to improve the strains of astrakhan sheep, Turkmenian horses, camels and horned cattle. 15 research institutes, experiment stations and reservations work presently in the field of agriculture of the Republic.

Medical research establishments, like the above mentioned ones, have been organized in the Republic only in Soviet times. 5 research institutes and other scientific establishments are working nowadays. A number of problems has been worked out, there, which made it possible to reconstruct the entire system of health services and do away with such specific diseases as plague, cholera, smallpox, phlebotomus fever, malaria, leishmaniasis etc.

Geological sciences making progress

Various branches of geology made a rapid progress in the Republic. In the pre-revolutionary Turkmenistan there were no geological institution. Geological prospecting of that time consisted mainly of reconnaissance works carried out over rather small areas: the Caspian oil fields, some Krasnovodsk peninsula regions, mountain structures of Bolshoy Balkhan and Maly Balkhan, West Kopet-Dag and the lower course of the Amu-Darya river.

The post-revolutionary period of geological studying of Turkmenistan territory may be divided into following stages.

The first one embraces the period from 1923-up till 1930. In the course of these years the central research institutions of Moscow and Leningrad effectuated the main bulk of research expeditions.

The second stage is characterized by the creation of permanent geological institutions both industrial and scientific. Thus, in 1930, the trust „Turkmenoil“ was organized, the geological service being founded in the system of this trust in 1934. In the same year the Ashkhabad hydrogeological crew was organized. On the base of this crew the present Geological Office attached to the Council of Ministers of the Turkmen SSR was established in 1938. In 1941 the Institute of Geology attached to the Turkmen Affiliated Academy of Sciences of the USSR was organized. In 1942 the Middle Asia Geophysical Trust was founded and in 1953 the Turkmen Subsidiary Branch of the Oil Research Institute of the USSR was set up in the town of Nebit-Dag.

In 1950 the Technical Faculty including the Geological-Geophysical Section was organized belonging to the Turkmen State University. During the past years all these institutions effectuated large scale geological surveying, prospecting, hydrogeological and geophysical works first in the south (mountain) part of the territory of the Republic. These works resulted in numerous deposits of useful minerals being recognized. Their exploitation allowed to supply the industry both of the Turkmen Republic and of the Soviet Union with mineral products.

In the course of these years the following useful minerals deposits were discovered; oil and gas fields in the South-West Turkmenistan, deposits of mirabilite, iodobromine waters, ozokerite, sulphur, polymetallic ones, potash salts, coal fields, building materials and raw materials for cement and glass industry and for other branches of the national economy. The discovery and development of these deposits allowed quite new

branches of industry to be created in the Republic: oil-extracting, oilrefining, and the chemical ones. All this became possible due to the progress of geological science in Turkmenistan. The development of these branches of industry has consequently founded a basis for national cadres of skilled and technical workers to be trained on. Nothing of the kind was known in the prerevolutionary Turkmenistan.

Large scale hydrogeological investigations were likely effectuated all over the territory of the Republic. They resulted in proved possibilities of supplying the railway stations, towns and industry objects with drinkable and industrial water. These same waters were used to a certain extent in agriculture.

In the course of last 10—15 years the geological science has been developing at an especially high rate.

This period is characterized by a number of important measures carried out in the Republic, as following the decisions of the Communist Party and the Soviet Government: largescale irrigation constructions (the Karakum canal, the water reservoirs: Saryiazyn, Khauzkhan, Tedzhen a. o.), further development of geological exploration for oil and gas all over the territory of the Turkmen SSR, inauguration of the Academy of Sciences of the Turkmen SSR and of the Turkmen State University. All these measures have essentially favoured the further development of geological science. The Academy of Sciences of Turkmen SSR being founded, it played, an important part as a scientific centre uniting and coordinating all research work in the field of geology. The formerly unimportant Institute of Geology has been enlarged and reinforced with new cadres. Besides, somewhat later, a new institution has been founded — the geophysics and seismology section.

These institutions have done a great work studying sedimentary series and deposits of useful minerals, as well as summarizing, publishing geological-geophysical data.

They were likely initiators of a number of conferences called to discuss problems of geology, sum up the works effectuated and outline the further investigations trend.

The increasing volume of geological-geophysical studies has required a strenuous training of national cadres: geologists, geophysicists, borers a. o. This problem has been solved out of the foundation of the Turkmen State University with a Technical Faculty as a basis for training these specialists. At present hundreds of Technical Faculty graduates are working in various geological organizations of the Republic.

Huge irrigation constructions and exploration for oil and gas have required a large scale development of geological-geophysical works, including boring of structural and prospecting wells. These works have been carried out over the lowland regions covered by recent deposits. This allowed to compile geological, hydrogeological and engineer-geological maps at various scales and, which is highly essential, to discover important oil-gas bearing fields in a number of regions of the Republic. In this way the geologists' prognoses concerning mineral wealth of Turkmenistan have been confirmed.

The complex of geophysical methods combined with boring applied in the regions covered by recent deposits, has allowed to reveal the deep geological pattern and confirm the geologists' suggestion about three large structural elements confined to the territory of Turkmenistan: the north platform area, the south folded (mountain) area and the intermediate foredeep area.

Everything put together has allowed to work out the scheme of deep geological pattern, to revise the stratigraphy of the Mesozoic-Cenozoic complex composing the territory of Turkmenistan, to evaluate possibilities in proper way, and to outline the ways of the development of mineral resources of the Republic.

The results of many years' investigations of the territory have been summarized in a fundamental monograph (Geology of the USSR. Volume 22, 1957), written by geologists of Turkmenistan with participation of geologists of Moscow and Leningrad. The monograph has summarized the materials on stratigraphy and tectonics. It has

become a reference book for every geologist and serves as a basis for further geological investigations.

Taking into account the new data obtained in the recent years this monograph is being prepared for republication. It should be noted, that for Turkmenistan geological studying and mineral resources recognizance investigations and scientific prognoses of the eminent Russian geologists Mushketov I. V., Obruchev V. A., Andrusov N. I., soviet geologists Fersman A. E., Gubkin I. M., Arkhangelsky A. D., Nalivkin D. V. a. o., are of greatest importance. The first scheme of tectonics of Turkmenistan was worked out by Mushketov I. V. (1890). He distinguished here three areas of different geological pattern. This scheme of tectonic division of the territory of Turkmenistan served as a basis for all further compilations, still undergoing changes, revising and supplements. Academician Fersman A. E. has greatly contributed to the development of mining-chemical industry of the Republic. His investigations had made Turkmenistan a cradle for the development of sulphur industry of the USSR. The first mill to mine sulphur has been built in the Turkmen SSR, which started to release the Soviet Union from the import of sulphur. A. E. Fersman's suggestions to the future development of chemistry in Turkmenistan made as far back, as in the years of the first Five-Year Plans were fully confirmed some years later.

In 1932 academician I. M. Gubkin gave the first scientific estimation of oil and gas possibilities in Turkmenistan. He delivered this information at the first conference for studying Turkmenistan's productive forces, organized in Leningrad by the Academy of Sciences of the USSR together with the Government of Turkmen SSR.

I. M. Gubkin considered Turkmenistan as situated within a vast oil-bearing province. Its territory adjoins in the west the oil-bearing region of Apscheron peninsula, and in the south it is bordered by the well known oil fields of Iran. To the north of the Republic the Ural-Emba oil-bearing region is located, and to the east the oil-bearing regions of Uzbekistan are situated. Hence he considered the whole territory of Turkmenistan to be oil-bearing. In fact, the investigations carried out some years later have fully confirmed I. M. Gubkin's estimation. Presently oil and gas fields have been recognized in the west and in the east of the Republic and in the Central Karakum.

Such are the main results of geological investigations and the history of the development of geological science in the Republic. To make them more full the modern concept of geological pattern of Turkmenistan territory will be briefly given below.

Main features of geological pattern

The sedimentary complex constituting the territory of Turkmenistan is represented by the following formations.

Paleozoic rocks are exposed in the west—in the region of Tuarkyr and in the north—in Kuba-Tau. Beyond the territory of the Republic, immediately over the east boundary, they are exposed in the Sultan-Uiz-Dag and Kugitang-Tau ranges. Paleozoic outcrops are known as well on Mangyshlak and in the middle part of the Turkmen-Khorosan mountains.

The oldest rocks exposed within the territory of Turkmenistan are those of Kuba-Tau uplift, and are represented by various metamorphic shales and quartzites with rare interlayers of marmorized limestones breached by biotite granites. The rocks are dated Middle Paleozoic. Visual thickness is 200 m.

In the region of Tuarkyr red coloured deposits of molassal type are exposed. They are of Permian age and their visual thickness reaches 3.000 m. In the course of last years Paleozoic metamorphic and intrusive rocks have been taped by bore—holes within various regions in the Republic: in the Ciskarabogaz area, in the Central Karakum and in the zone of the Amu-Darya river. Geophysical data attest to the two layered basement structure. The lower stage, being more highly metamorphized

and broken by intrusions, forms the main part of the basement. It is overlaid by less metamorphized and feebly disturbed deposits confined to the subsided areas only. These latter are supposed to belong to the Permian, Triassic and, perhaps, partly to the Carboniferous. Triassic strata are exposed in the regions of Tuarkyr and Guardak-Kugitang. Only the Lower Triassic is identified. It is represented by variegated sandstones and clays with limestone intercalations containing Lower Triassic marine fauna. Visual thickness is of 700 m. The Lower Triassic rests upon Permian deposits either without any unconformity or slightly unconformably.

In the region of Guardak-Kugitang the uppermost parts of the system are exposed. They are attributed to the Rhaetic stage and are closely related to the Lower Jurassic. Rhaetic deposits are represented by sandy argillaceous shales and sandstones in their lower part, containing sometimes bauxite rocks. Thickness of the Triassic reaches here about 40 m. Rhaetic deposits are supposed to be largely developed over Turkmenistan territory. Presumably they compose the lower part of Mesozoic sedimentary complex in the regions of the subsided basement. Jurassic deposits are developed practically throughout the whole Turkmenistan territory and form a mighty well identified series. Still the Jurassic outcrops within the limited areas: in Kopet-Dag, Balkhan, Tuarkyr, and in the region of Guardak-Kugitang. Nevertheless Jurassic deposits have been tapped by bore-holes in a number of localities of the republic. The Lower and Middle Jurassic are usually represented by sandy argillaceous series of marine and continental rocks reposing slightly unconformably either on the Upper Triassic or directly overlying older rocks. In some places, within the east regions, the undifferentiated Lower and Middle Jurassic is represented by coarser varieties (fine-pebbled and coarse-pebbled conglomerates). At places the Lower Jurassic is lacking, and the section is represented by Middle Jurassic rocks only. Thickness of Lower and Middle Jurassic strata confined to the platform varies from hundreds of metres (on the basement large uplifts) up to 2000 m in the depressions. In the geosynclinal regions it reaches some thousands of metres.

Upper Jurassic deposits usually form three complexes: the lower-argillo-marly (Callovian), the middle-carbonaceous (Oxfordian), and the upper-salt gypseous and red coloured (Kimmeridgean—Tithonian) ones. The upper complex is developed by preference in the south-east of the Republic and occupies a rather considerable area. In Kugitang the thickness of the Upper Jurassic reaches 1800 m, and it may be still more in Kopet-Dag. In the north regions of the platform the two upper complexes are absent. Important tectonic movements affecting the area of mountain structures as well, as the platform, were associated with the Jurassic period. Jurassic deposits were intensely dislocated and, at places, eroded by the Cretaceous transgression.

Cretaceous deposits are spread all over the Republic territory and form a rather thick series from some hundreds of metres on the platform to 4000—5000 m in Kopet-Dag. They are exposed in a number of localities, both in the mountain regions and on the platform. In a number of places they have been tapped by bore-holes. The Cretaceous is represented by every stage. In Kopet-Dag and in Bolshoy Balkhan the Neocomian is represented by a thick series of limestones, and on the rest of the territory — by continental — lagoonal and, more seldom, by marine red coloured and variegated deposits. The Aptian, Albion and Cenomanian usually form a single sandy-argillaceous series and are spread everywhere. In the west Turonian—Senonian strata are represented by carbonate-marly formations, and in the east — by terrigenous series intercalated by carbonate. The Danian stage can not be identified everywhere with due confidence. In the west the Danian deposits are represented by carbonate rocks, and in the rest of the territory — by lagoonal and lagoonal-continental rocks: gypsum, red coloured and variegated rocks.

In the Cretaceous time tectonic movements took place by the middle of the period (Albian — the end of Cenomanian) and at the end of the period (Laramide phase). They were attended by unconformities, erosions, coming into being of gypsum and red coloured rocks. Probably they could be associated as well with certain activi-

zation of magmatic processes in the depth, which is attested at by hydrothermal formations confined to Jurassic rocks of Kopet-Dag.

Beyond mountains structures where Paleogene deposits are heavily eroded, they are spread practically everywhere. They vary in thickness from 2000—2500 m in the geosynclinal zone up to 100—200 m on the platform. In the west of the Republic, in the geosynclinal region, the Paleogene is represented by all three sections and is composed of argillaceous rocks by preference. In the east the Paleogene is also represented by three sections, but it forms here a gypseous—terrigenous—carbonate series (Paleogene and Eocene). Besides, in a number of localities the Oligocene overlies eroded deposits. It is represented by a variegated packet or by quartzitic sands, which are genetically related to the lower part of the Neogene complex. Volcanic activity is characteristic of the Eocene of Turkmenia. In the south-east andesite-basaltic sheets and tuffs are widespread. Concretion formations consisting of volcanic ash, similar in composition to trachitic lavas, are known from the Eocene, in the west of the Republic. Within the platform the Paleogene is represented by thin formations of variegated sandy-argillaceous deposits.

Neogene deposits are largely extended all over the territory of Turkmenistan and, like the Paleogene, are chiefly confined to the regions of foredeeps, to the West Turkmen depression and to the platform. In the West Turkmen depression their thickness exceeds 6000 m, in the zone of foredeeps it is 1500—2000 m, and on the platform it ranges from tens to some hundreds of metres.

In the west of the Republic the Miocene is represented mainly by shallow-marine and lagoonal rocks and in the east—by a continental series. In the west the Pliocene is mainly marine or lagoonal, and in the east it is continental.

In the south-west of the Republic Quaternary deposits are represented chiefly by marine facies, and in the rest of the territory they consist of continental formations. In the West Turkmen depression the thickness of Quaternary deposits reaches 1000 m. In the rest of the territory it is insignificant.

Three large structural elements are identified within the territory of Turkmenistan. The Alpine folded area in the south, which embraces mountain structures of Kuba-Dag, Bolshoy Balkhan, Malyy Balkhan, Kopet-Dag, the Gissar South-West spurs and the West Turkmen depression, being itself the west margin of the South-Caspian depression. The South-Caspian depression encircled by the Alpine folded structures reveals to be an intermontane trough subsiding intensively in the course of Neogene-Quaternary time. At places Pliocene and post-Pliocene deposits only reach 6 km in thickness.

Within the West Turkmen depression the sublatitudinal (in the north) and submeridional local uplifts of Neogene—Quaternary age may be identified. The eastern slope of the depression forms the buried western plunging area of Kopet Dag where the disturbed Mesozoic folds, eroded in some places down to the upper Cretaceous, were identified under the Quaternary and Upper Pliocene covers.

To the north of the Alpine structures a region of foredeeps and depressions is situated. Here, from west to the east, the North Balkhan and Subkopetdag troughs, the Murgab depression and the Subgissar trough may be distinguished.

Small sizes and insignificant amplitudes are characteristic of the North Balkhan and Subgissar troughs. The Subkopetdag trough separated by transversal bowings or noses into local depressions is best manifested. Thickness of Mesozoic—Cenozoic deposits reaches 14 km. The emplacement of the trough took place in Neogene-Quaternary time and, in certain places, even earlier on—in the Paleogene. In the course of the development the axial line of the troughs migrated to the north, towards the platform. Usually, the southern flanks of the troughs and the depressions are steep and complicated by the folds often having their northern wings overthrust against the troughs. The northern flanks of these troughs are far more gentle.

The Murgab depression is separated from the Subkopetdag trough by the Serakh saddle. This is the area where the region of foredeeps does sharply extend to the

South, the northern zones of folded structures of the Alpine-Himalayan belt being broken off of a sudden. This last is explained by the fact of the whole Alpine-Himalayan belt being here crossed by a transversal tectonic element — Gerirud stable stretch. The south part of the Murgab depression is situated just between the opposite ends of the East Kopet Dag (Badkhyz-Karabil zone of uplifts) and of the South-West spurs of Gissar, hence revealing to have a complicated structure. Within the depression several zones formed of local brachianticline uplifts and those of local troughs may be distinguished. The main part of the Murgab depression is located north of Badkhyz-Karabil zone. It acts here as a link between the Subkopetdag trough and the Afghano-Tadjik intermontane depression. In the deepest part of the Murgab depression, thickness of Mesozoic-Cenozoic deposits reaches 5,5 — 6 km.

To the north of the region of troughs and depressions the Epihercynic platform occupies the main part of the lowland territory of Turkmenistan. Within the Epihercynic platform the thickness of Mesozoic-Cenozoic deposits is about 1,5 — 4 km, and in some places — even 5 — 6 km. Major elements of the platform pattern are the deep fractures cross-cutting the platform itself as well, as the region of foredeeps and the area of south folded structures. These faults reveal two main trends: 1) the north-west and 2) the nearly latitudinal. The fracture running along the northern boundary of Kopet Dag reveals to take the latter one. The present rivers valleys: the Amu-Darya, Tedzhen a. o. are confined to these deep faults of the north-west strike. In the east of the Republic the salt domes are developed along such a fault called the „Repetek — Erbent fracture“. There are meridional fractures as well, which have a still undetermined length. The platform is breached by these fractures into separate blocks. The height of the most uplifted part of such a block as compared with that of a subsided one is 3 — 4 km. Despite the block structure some rather large latitudinal zones consisting of undirected blocks associated with faults may be distinguished.

The southern slope of the platform, the Central zone of the block uplifts and the North Turkmen trough may be identified within the territory of Turkmenistan. The Karabogaz and the Central Karakum arched uplifts complicated by differently oriented minor local uplifts confined to the Mesozoic-Cenozoic mantle, are distinguished within the Central zone of the block uplifts. The Karabogaz arch is separated from the Central Karakum one by the Verkhneuzboy submeridional trough, and in the west it is limited by the Middle Caspian depression.

The Central Karakum arch plunges in a step-like way towards the Amudarya trough. North of the Central zone of the block uplifts of the basement the North-Turkmen trough, revealing a sublatitudinal strike, is located extending from the west, the Caspian sea coast, to the east as far as the valley of the Amu Darya river. Transversal uplifts divide the trough into several separate depressions: the South-Mangyshlak, the West-Assakaudan, the East-Assakaudan and the Daryalyk-Daudan ones. Thickness of Mesozoic-Cenozoic deposits reaches here 3,5 — 6 km. To the south of the Central zone of the block uplifts the platform south slope of rather complicated structure is located. In the west the Krasnovodsk peninsula folds, developed north of the North-Balkhan trough, make integral part of that slope. Far on to the east the south slope area extends south of the Central Karakum arch, including still farther in the east the latitudinal Mary-Uchadzi uplift separated from the Central block zone by a rather wide trough. Thickness of the Mesozoic-Cenozoic deposits within the south slope is 3 — 4 km, increasing progressively to the south, towards the foredeeps.

In the east all these large tectonic elements of the platform: the North Turkmen trough, the Central zone of the block uplifts, and the area of the south slope of the platform, are limited by the zone of troughs and of swell-type uplifts of the basement revealing the north-west strike. These latter are confined both to the left and to the right banks of the Amu Darya river (the Amudarya trough a. o.). East of the Amudarya trough the Epihercynic platform adjoins the highly uplifted Tien-Shan mountain structures. Here the outskirts of the platform is plunging, in a step-like way, from the Tien-Shan mountains towards the Amudarya zone of subsidence. A number of

local uplifts is identified in this area. The general outline of the structural pattern at the surface of the basement and the main buried surfaces of the sedimentary cover for the lowland territory of Turkmenistan is presently rather ascertained. Still a number of localities needs further investigations. Various types of folds are located within the sedimentary mantle: inherited folds, fault folds, dome-shaped folds, brachyanticlines, and large swell-type uplifts. Still, their genetic classification, relationship with the structures of the basement, the history of the development of separate structural elements etc. have not been studied in full measure. To solve these problems is the immediate task of tectonic investigations, since they may contribute to a considerable extent to make clear the principles governing the distribution of useful minerals.

•

СТРАТИГРАФИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУРКМЕНИСТАНА

С юрскими отложениями территории Туркмении связан ряд полезных ископаемых: полиметаллы, уголь, сера, калийные и каменные соли и др. В последнее время установлена их нефтегазоносность (Фараб, Байрам-Али, Шараплы). Мощный фонтан газа в Байрам-Али был получен из верхов юры. Промышленная нефтегазоносность юры в Узбекистане, на Мангышлаке, Северном Кавказе и в Эмбенском районе показывает, что и юрские отложения Туркмении могут содержать промышленные скопления не только газа, но и нефти.

Все это требовало всестороннего изучения юрских отложений Туркмении и их стратиграфического расчленения.

В последние годы сведения о распространении юры на территории Туркмении значительно расширились. Глубоким бурением юра была вскрыта в районах Наразыма, Фараба, Дарганаты, Султан-Санджара, Серного завода, Дарвазы, Тахты, Кабаклы, Шараплы, Байрам-Али, Фирузы, Кизыл-Арвата и др.

Обнаружены выходы юрских пород в Центральном Копет-Даге и Донгузсырте.

Всесторонним изучением юрских отложений Туркмении с 1947 г. занимается группа научных сотрудников Института геологии под руководством К. К. Машрыкова.

Основное содержание полученных результатов, относящихся к вопросам стратиграфии, излагается в настоящем обзоре. Здесь не описывается история изучения юрских отложений Туркмении, достаточно подробно освещенная в XXII томе „Геологии СССР“ (1957). Исследования, проведенные после выхода в свет этого тома, нашли отражение в данной статье. Порайонные схемы увязываются со схемами, опубликованными в указанном томе.

Приводимые палеонтологические остатки определены: аммониты — Г. Я. Крымгольцем, Л. В. Сибиряковой, К. Аманниязовым; двустворчатые моллюски — Г. Т. Пчелинцевой, Л. В. Сибиряковой, Б. Г. Пирятинским, Е. А. Репман, Р. Ф. Юферевым; плеченогие — Е. Л. Прозоровской, В. П. Макридиным; флоры — Т. А. Сиктель, М. И. Брик, А. Т. Бураковой; споры и пыльца — Н. У. Нурмашевым; микрофауна — Д. А. Агаларовой; пресноводные моллюски — Г. Г. Мартинсоном.

НИЖНЯЯ ЮРА

На дневную поверхность нижнеюрские отложения выходят в Туаркырском и Куитанском районах и вскрыты скважинами в Султан-Санджаре и Фарабе.

Туаркыр. Кизылтакырская свита (пестроцветная свита К. Машрыкова) представлена глинами, алевролитами, тонкими прослоями угля и углистой глиной. Преобладающий цвет пород ярко-белый, отдельные прослои окрашены в темные, буровато-красные и зеленоватые тона. Местами в основании свиты залегает пласт

мелкозернистого песчаника; он не выдержан по простиранию и прослеживается не повсеместно. В местах обнажений свита иногда залегает непосредственно на пермских конгломератах, а иногда на триасовых породах. В последнем случае на контакте появляются также пестроокрашенные глины, представляющие собой кору выветривания доюрского (триасового) возраста (мощность 4—5 м). В Кызылтакырской свите содержится два прослоя довольно крепкого, чистого, блестящего черного угля мощностью 0,1 и 0,3 м. Общая мощность свиты 30—40 м.

Характерные растительные остатки из средней части свиты: *Equisetites elegans* Vlad., *Phlebopteris beaunii* (Goerrp.) Hirm. et Hoerh., *Dictyophyllum messonii* (Brongn.) Goerrp., *Clathropteris elegans* Oischi, *Cladophlebis sulcutensis* Brick., *Nilssonina rara* Sift.

Возраст слоев, заключающих эти формы, отвечает лейасу. По своему стратиграфическому положению, литологическому составу и внешнему облику рассматриваемая свита хорошо параллелизуется с пестроцветной свитой Мангышлака.

Хребет Кугитанг-Тау. В 1957 г. Г. Я. Крымгольцем предложена схема, в которой на основе изучения растительных остатков в Кугитанге были выделены нижний-средний лейас, представленные толщей грубозернистых песчаников и верхний лейас — низы байосского яруса, представленные угленосной толщей.

На основе изучения собранных нами в угленосной толще в 1957—1962 гг. растительных остатков А. Т. Буракова пришла к выводу об их среднеюрском возрасте. Это позволило уточнить схему Г. Я. Крымгольца и рассматривать угленосную толщу как отложения аалена (поскольку она перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего байоса). Соответственно возраст толщи грубозернистых песчаников определяется как верхнелейасовый.

Тоар (соответствует нижнему - среднему лейасу Г. Я. Крымгольца, 1957). Представлен толщей песчаников светло-серых и серых с зеленоватым оттенком крупно-, средне- и мелкозернистых, массивнослоистых, иногда косослоистых, плотных. В вертикальном и горизонтальном направлениях песчаники часто замещаются гравелитами, переходящими в мелкогалечные конгломераты. Гравелиты часто выполняют рельеф и заключают окаменевшие стволы деревьев.

Подчиненное значение в толще имеют песчаные глины и тонкослоистые алевролиты.

Мощность верхнего лейаса колеблется от 82 до 160 м. Отсюда определены растительные остатки: *Phlebopteris polypodioides* Brong. и *Ph. angustiloba* (Presl.) Hirm. et Hoer., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. cf. latifolia* Brick., *C. angustiloba* Brick., *Sphenobaiera* sp.

Закрытые районы Туркмении. В равнинных областях республики нижнеюрские отложения вскрыты разведочными скважинами в Фарабе и Султан-Санджаре. В Фарабе в интервалах глубин 3108—3300 м пройдена толща пород, сложенная галькой хлоритизированных сланцев, диабазов, базальтов (?), порфиринов, гранитов, цементированных песчано-глинистым цементом.

По размеру, цвету и сортировке гальки толща резко разбивается на две части. Внизу, с глубины 3300 м до глубины 3208 м залегают зеленовато-серые конгломераты с поперечником гальки 5—7 см. Выше, отделенные пятиметровым слоем песчаника, с глубины 3221 до глубины 3115 м следуют мелкогалечные конгломераты и гравелиты с поперечником гальки не более 0,5 см.

Некоторые исследователи (Г. И. Грачев и др., 1961) относят описанную толщу к пермо-триасу. Однако следует отметить, что в восточных районах запада Средней Азии отложения перми неизвестны, а грубообломочной фацией представлены рэт (?) и верхний лейас (Кугитанг). Исходя из этого пачку конгломератов Фараба (глубины 3300—3218 м) мы сопоставляем с грубообломочными отложениями Кугитанга и определяем их возраст как рэт-лейасовый (мощность 90 м).

В Султан-Санджаре нижнеюрские отложения выделены в основании разреза Султансанджарской опорной скв. 1 (В. Г. Машадовой) на основе изучения растительных остатков. Скважина остановлена на глубине 2500 м и не вышла из юрских отло-

жений. К нижней юре отнесена часть разреза с глубины 2500 до 2200 м. Она представлена глинами темно-серыми, почти черными сланцеватыми, плотными и песчаниками серыми и светло-серыми, плотными. По всему разрезу отмечаются мелкие растительные остатки, линзы и пропластки угля.

СРЕДНЯЯ ЮРА

Отложения средней юры обнажаются в Туаркыре, Большом Балхане и Кугитанге. Кроме того, они вскрыты рядом буровых скважин в Центральной, Северной и Восточной Туркмении. Всюду средняя юра представлена сходными континентально-лагунными угленосными и мелководно-морскими осадками.

Туаркыр. Аален (нижняя угленосная свита). Отложения аалена трансгрессивно залегают на нижнеюрских породах, а местами на отложениях триаса. По литологическому составу подразделяются на нижнюю часть, представленную песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями глин, и верхнюю, состоящую главным образом из глин и алевролитов с подчиненным значением песчаников. Эта часть разреза угленосна. Мощность свиты 200 м. Из базального песчаника, залегающего в основании свиты, определена микрофауна: *Cristellaria muensteri* Reuss., *Cr. subalata* Reuss., *Cr. semitincisa* Terq., *Cr. implata* Terq., которая свидетельствует о среднеюрском возрасте вмещающих пород. Характерная флора аалена, определенная из Туаркыра: *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *Marattiopsis hoerensis* (Schimp.) Thomas, *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. angustiloba* Brick., *Phlebopteris muensteri* (Schenk.) Hirm., *Hausmannia kazachstanica* Tur.—Ket., *Cl. aktashensis* Tur.—Ket., *Ptilophyllum cutchense* (Oldh. et Morr.), *Anomozamites minor* var. *hirshta* Bur., *Pterophyllum marginatum* Unger., *Nilssonina compta* (Brongn.), *N. vittaeformis* Prypnada, *Czekanowskia rigida* Heer.

Байос (средняя угленосная свита). Отложения байоса представлены чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов и подчиненных прослоев углистых глин и угля. Для свиты характерно присутствие большого количества хорошо окатанной белой кварцевой гальки. Мощность байосских отложений колеблется в пределах 230—400 м. В подстилающих и перекрывающих угленосные пласты горизонты были найдены пресноводные формы: *Pseudocardinia*, *Unio* и двустворки: *Ostrea* sp. indet., *Astarte pulla* Roem., *Pleuromya* sp. indet., *Camptonectes* cf. *lens* Sow., *Ostrea acuminata* (Sow.).

Из кернового материала скв. 10 в интервале 254,65—255,55 м в образцах глины была обнаружена микрофауна: *Aequacytheridea kratauzikensis* Mand., а в интервале 338—319,5 м — *Timirjasevia cotenulata* Mand. Кроме того, в разрезе свиты найдены растительные остатки: *Selaginellites rostratus* Bur., *Equisetites giganteus* Bur., *Marattiopsis muensteri* (Goepf.) Schimp., *Tuarella lobifolia* Bur., *Klukia exilis* var. *parvifolia* Kacib., *Coniopteris furssenkoi* Prypn., *C. spectabilis* Brick., *Hausmannia kazachstanica* Tur.—Ket., *Cladophlebis naiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Taeniopteris vittata* Brongn., *Pterophyllum tietzei* Schenk, *Ginkgo lepida* Heer., *Baiera luppovi* Bur., *Baiera gracilis* (Bean) Bunb., *Czekanowskia rigida* Heer., *Phoenicopsis angustifolia* Heer. Эти формы определяют возраст свиты как байосский.

Бат. Отложения бата представлены в Туаркыре тремя свитами: чаирлинской, огрыдагской и кафаклинской.

Чаирлинская свита (верхняя угленосная свита К. Машрыкова, 1956). Свита залегает со следами размыва и незначительным угловым несогласием на осадках байоса. Представлена в основном глинами, но в нижней части состоит из переслаивания глин и алевролитов с подчиненными прослоями песчаников, углистых глин и угля. Песчаники мелкозернистые плотные, загипсованные. Глины зеленовато- или коричнево-серого цвета, тонкослоистые. Мощность свиты 100—110 м. Непосредственно

над угленосным горизонтом, залегающим в основании свиты, в пласте темно-серой глины была встречена микрофауна: *Ammodiscus baticus* Dain. В более верхних горизонтах вместе с ними встречается *Haplophragmoides nonionoides* (Reuss). Отсюда обнаружена флора: *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.), *Nilssonina taeniopteroides* Halle, *Nilssonina* sp., *Williamsonia* sp., *W. pacifica* Kryst.

Огрыдагская свита (песчаниковая свита К. Машрыкова, 1956). На осадках чаирлинской свиты со следами размыва постели залегают довольно мощная толща мелко- и среднезернистых желтовато-серых, массивных песчаников полимиктового состава, образующих три горизонта, разделенных пачкой глин с подчиненными прослоями песчаника. Глины зеленовато-серые, неяснослоистые, с включениями пирита, приуроченными к определенным горизонтам. Для массивных песчаников характерно присутствие в большом количестве крупных конкреций, иногда заключающих стволы деревьев. Местами железистые и окаменелые стволы деревьев залегают самостоятельно. В подошве массивных песчаников обычно залегает слой мощностью в 0,1—0,2 м железистых глинистых катун, но иногда этот слой состоит из битых ракушек. Мощность свиты 190 м. В нижней части свиты, в глинистой пачке, разделяющей массивные песчаники обнаружены двусторчатые: *Meleagrinea echinata* Smith, *Astarte pulla* Roem., *Posidonia buchi* Roem., и аммониты: *Perisphinctes pseudofrequens* Siem., *P. aff. leptus* Gemm., *P. martinsi* Orb.—формы, характерные для бата.

Кафаклинская свита. Залегает на неровной поверхности древнего рельефа, отчетливо наблюдаемого в кровле подстилающей огрыдагской свиты. Состоит преимущественно из темных, зеленовато-серых глин с подчиненными прослоями алевролитов, песчаников, угленосных глин и угля нерабочей мощности. В кровле свита заканчивается пестроцветными слоями, содержащими пресноводную фауну.

В верхней части свиты, на границе с осадками келловей, собрана микрофауна: *Palaeocytheridea ciraria* Lub., *P. ovalis* (Terq.), *P. orcina* Lub., *P. velamena* Mand., *P. reniformis* Lub., *P. subhexoangulata* (Schagap.). Мощность свиты 40 м.

Из всего разреза батского яруса Туаркыра определена флора: *Equisetites longifolia* Brick., *Coniopteris fursenkoi* Prun., *C. angustiloba* Brick., *Pachypteris lanceolata* Brongn., *Ptilophyllum cutchense* Oldh. et. Morr., *Taeniopteris vittata* Brongn., *Williamsoniella burakovae* Tur.—Ket., *Nilssonina polymorpha* (Schenk.), *Brachyphyllum mamillare* Brongn., *Elatides curvifolia* (Dunker) Nath., подтверждающая батский возраст отложений.

Большой Балхан. Байос. Нижний байос (I—II свиты К. Машрыкова, 1950). Представлен в основном мощной толщей однообразных темно-серых почти черных аргиллитов, редко содержащих тонкие прослои мелкозернистого песчаника. В верхней части встречаются прослои конгломератовидных битуминозных железистых известняков, а также прослои кварцевых песчаников, содержащих мелкую гальку кварца. Мощность конгломератовидных прослоев известняка не превышает 0,5 м, мощность песчаников значительно меньше. Конкреции при ударе молотком издают запах сероводорода, в них встречаются окаменелые древесные обломки, внутренняя часть которых гагатообразно обуглилась.

Вскрытая часть нижнего байоса превышает 1400 м. В верхней части в районе кол. Чалой определены двусторчатые: *Nucula tchaloica* Sibir., *Lucina despecta* Phill., в районе кол. Кара-Чагыл — *Lucina rotundata* Roem., *Lucina bellona* Orb., характерные аммониты: *Oppelia praeradiata* Douv., *Witchellia* sp. indet., *Sonninia* sp. indet., *Sphaeroceras brongniarti* Sow., *Otoides souzei* Orb., характеризующие нижнебайосский возраст вмещающих отложений.

Верхний байос (III свита* К. Машрыкова, 1950). Состоит из темных, почти черных аргиллитов, содержащих мощные (до 3—4 м) пласты мелкозернистых известковистых песчаников, обуславливающих постепенный переход к вышележащим пес-

* Первый паркинсоневый горизонт Л. В. Сибиряковой, 1960.

чано-глинистым осадкам бата. В этой части, особенно вблизи кровли, содержатся прослои алевроитовых стяжений, дающих высыпки на поверхности щебня кирпично-красного цвета. Мощность 700 м. Отсюда определены аммониты верхнебайосского возраста: *Calliphyloceras heterophylloides* Opp., *Partehiceras abichi* Uhlig, *Holcophylloceras mediterraneum* Neum., *Parkinsonia doneziana* Boriss., *P. orbignyana* Wetz., *P. bigoti* Nicol., *P. pseudiferruginea* Nicol., *P. depressa* Quenst., *Oppelia subradiata* Sow., *Kubanoceras asinus* Zatz.

Бат. Нижний бат (IV—V свиты К. Машрыкова, 1950)*.

В нижней части представлен песчаниками мелко- и крупнозернистыми, содержащими кварцевые гальки, местами с диагональной слоистостью и волноприбойными знаками на поверхности слоев.

Выше следуют зеленые глинистые сланцы, содержащие прослои сидеритовых стяжений, отпечатки растений, мелкий обуглившийся детрит и морскую фауну двусторонек. На границе песчаников и сланцев залегает второй (снизу) угленосный горизонт. Типичный разрез нижнего бата обнажается в районе шахты Ягман-Уголь.

Верхняя часть разреза сложена следующими породами. Песчано-глинистые и глинистые сланцы зеленовато-серого цвета с подчиненными прослоями мелкозернистых, иногда тонкоплитчатых песчаников с фауной и растительными отпечатками. Сланцы сильно трещиноватые, при выветривании дают мелкий угловатый щебень. Мощность колеблется в пределах 288—930 м, что связано с конседиментационной складчатостью. Из отложений нижнего бата определены нижнебатские *Calliphyloceras disputabile* Zitt., *Nannolytoceras stremoukhoffi* Pcel., *N. crimea* Stem., *Cadomites orbignyi* Gross., *P. subharmonulata* Khud., *P. subarietis* Wetz., *P. neuffensis* Opp., *P. complata* Nicol., *P. densicosta* Quenst., *Oppelia fusca* Quenst., *Procerites martinsi* Orb., *Hibolites fusiformis* Park., *Dicoelites exiguus* Krimh.

Верхний бат (VI—VII свиты К. К. Машрыкова, 1958).

Песчаники светло- и зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, с частыми включениями более крупных зерен кварца, известковистые, массивные, иногда грубо-слоистые, в нижней части с косой слоистостью и галькой из глинистых сланцев. Переслаиваются прослоями глинистого сланца, имеющими подчиненное значение. В песчаниках встречаются грубозернистые слои, местами переходящие в мелкогалечный конгломерат, мощностью до 1 м. Песчаники разбиты вертикальными трещинами и обуглившимися остатками растений. Общая мощность верхнего бата 446—1100 м.

Отсюда определены верхнебатские формы: *Oppelia aspidoides* Opp., *O. notabilis* Boem., *Oecotraustes* cf. *subfuccus* Waag., *Hecticoceras retrocostatum* Gross., *Procerites quenstedti* Sibir., *Cucullaea concinna* Phill., *Macrodon giganteum* Sibir., *Lima duplicata* Sow., *L. subrigidula* Schippe, *Lophia* cf. *gregarea* Sow., *Anisocardia balinensis* Laube, *Protocardia stricklandi* Morr. et Lyc., *Pholadomya angustata* Sow., *Pleuromya globata* Teg. et Jourdy, *P. polonica* Laube.

Кугитанг. Аален. (Соответствует верхнему лейасу—пизам байосского яруса по схеме Г. Я. Крымгольца, 1957). Глины и аргиллиты песчаные и углистые, серые, темно- и зеленовато-серые, тонкослоистые, песчаники светло-серые, мелко- и среднезернистые, косослоистые, плитчатые, плотные. Выше залегают три угленосные пачки: песчано-глинистая, алевролит-глинистая и пачка с сидеритовыми прослоями.

В пачках преобладают глины темно-серые, зеленоватые и светлые, углистые, жирные, насыщенные органическим веществом. Меньшим распространением пользуются темно-серые, листоватые алевролиты, песчаники и сидериты. Последние часто ложатся на размытую поверхность подстилающих слоев.

Угленосная толща аалена включает до 38 пластов угля. Мощность наибольшего слоя чистого угля 90 см. Общая мощность аалена 177—226 м. В породах толщи заоронены среднеюрские растительные остатки: *E. cf. giganteus* Bur., *Cheiropteris*

* Второй и третий паркинсониевы горизонты Л. В. Сибиряковой, 1960.

hymenophylloides (Brongn.) Sew., *C. angustiloba* Brick., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *C. aktashensis* Tur.—Ket., *Nilssonina vittaeformis* Pryn., *N. acuminata* (Presl.) Goerp., *N. cf. serrata* Pryn., *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *Sphenobaiera* sp., *Ginkgo sibirica* Heer., *Elatides* sp., *Ferganella* sp. Ранее из угленосной толщи были определены остатки пресноводных моллюсков *Unio* (?) *uzbekistanensis* Repp.

По залеганию под фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего байоса возраст толщи принимается ааленским.

Байос. Нижний байос (верхняя часть верхнего лейаса — низов байосского яруса Г. Я. Крымгольца, 1957). Относится толща прибрежно-морских грубозернистых песчаников и угленосных глин, трансгрессивно залегающая на континентальных отложениях аалена. Они представлены песчаниками серыми, разномзернистыми. В подошве имеют брекчиевидную структуру и косоволнистое сложение и заключают метровые линзы глин и угля. В кровле песчаники мелкозернистые и сменяются темно-серыми, листоватыми алевролитами с прослоями глин, заключающими пласт угля (0,25 см). Мощность 44—71 м. В кровле этой толщи собраны и определены остатки *Isognomon oolithica* (Roll.) и *I. crassitesta* (Goldf.), характеризующие зону *Sonninia sowerby*.

Верхний байос (свита морских отложений байоса Г. Я. Крымгольца, 1957). Граница между нижним и верхним байосом проводится по появлению отложений, содержащих остатки паркинсоний.

Верхнебайосские отложения представлены песчано-сланцевой толщей, в которой выделяются пачки: 1) серых плитчатых песчаников и брекчиевидных алевролитов, 2) темно-серых алевролитов и 3) песчано-сланцевая. Мощность 86—154 м.

Верхнебайосский возраст толщи устанавливается по находкам аммонитов: *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P. cf. balakhanensis* Khud. и *Garantia cf. bifurcata* Ziet., и остатками двустворчатых: *Myopholas uzbekistanensis* Jufer., *Bureiamya ondoi* Jufer., *B. sibirjakovae* Jufer., *Gresslya latirostris* Agass., *Pleuromya tenuistria* (Münst.), *P. goldfussi* Roll.

Бат. Нижний бат (верхняя континентальная свита Г. Я. Крымгольца, 1957). Над описанными выше песчаниками верхнего байоса залегают континентальные отложения, содержащие растительные остатки и пласты угля. По наличию и распределению последнего в толще выделяются две пачки, сложенные в основном темно-серыми с зеленоватым оттенком песчанистыми глинами. Мощность 33—100 м. Отсюда определены растительные остатки: *Equisetites* sp., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. angustiloba* Brick., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Ptylophyllum cutchense* Oldh. et Morr., *Czecanowskia rigida* Heer., *Elatides* sp., *Podozamiees lanceolatus* (Lind. et Hut.) Schimp.

По залеганию между верхнебайосскими и верхнебатскими отложениями континентальная толща нами относится к нижнему бату.

Верхний бат (песчано-сланцевая и песчано-известковистая свиты Г. Я. Крымгольца, 1957). В сложении верхнего бата принимают участие две толщи: песчано-сланцевая и песчано-известковистая. Первая сложена песчаниками светло-серыми, массивными, плотными, иногда крупнозернистыми, переслаивающимися темно-серыми, листоватыми.

Вторая сложена двумя пачками: 1) известковистых песчаников и тонкослоистых алевролитов и 2) желто-цветных, равнослоистых, песчанистых известняков.

Общая мощность 84—121 м. Отсюда собраны и определены остатки двустворчатых моллюсков: *Modiolus leckenbyi* (Morr. et Lys.) и *M. lonsdalei* (Morr. et Lys.), указывающих на верхнебатский возраст.

Закрытые районы Туркмении. В Фарабе, как было показано выше, конгломераты рэт-лейаса сменяются толщей гравелитов (глубины 3221—3115 м, скв. 2). Сопоставляя Фараб с Кугитангом, где средняя юра начинается в континентальных условиях аалена—раннего байоса, но характеризуется накоплением более тонкозер-

нистого, чем нижнеюрский, материала, толщу гравелитов Фараба (сменяющих конгломераты) мы относим к аалену—низам байоса (мощность 106 м).

Выше в интервалах глубин 3115—2910 м залегает песчано-глинистая толща, представленная двумя пачками. Внизу чередуются глины, песчаники и алевролиты. Выше следует чередование песчаников, аргиллитов и алевролитов. В алевролитах отмечаются растительные остатки, в аргиллитах — остатки мелкой фауны.

По сопоставлению с Кугитангом эту часть юрского разреза Фараба следует отнести к верхнему байосу-бату (мощность 205 м).

В Султан-Санджаре над описанными выше глинистыми отложениями аалена (?) (интервал глубин 2500—2200 м) залегает мощная толща терригенных отложений, в которых выделяются снизу вверх две свиты — песчано-глинистая и песчаная. В песчано-глинистой свите в свою очередь выделяются две пачки: 1) глин с прослоями песчаных пород (мощность 620 м) и 2) сланцеватых глин (мощность 208 м). В песчаной свите также выделяются две пачки: 1) отсортированных песчаников, алевролитов и глин (мощность 230 м) и 2) неотсортированных песчаных и глинистых паттумов (мощность 272 м).

Из обеих свит определены растительные остатки: *Gonatosorus bucharensis*, *Phornocopsis specioza*, *Czekanovskia setacea*, *Cladophlebis whitbiensis*, *Coniopteris embensis*, *Phoenicopsis spectosa*, *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer.) Nath., *Thallites polydichotomus*, указывающие на среднеюрский возраст.

Исходя из региональных сопоставлений с районами Туаркыра, Мангышлака и Южной Эмбы нижняя глинистая свита нами относится к байосу, а верхняя песчаная — к бату.

В Тахте в интервале глубин 1470—2508 м буровой скв. 5 вскрыты континентальные отложения, представленные алевролитами, глинами, песчаниками и гравелитами. Преобладают песчаники. Отмечается угленосность. Обнаружены остатки спор папоротниковых: *Leiotriletes gradatus* Bolch., *L. stelloides* Bolch., *L. europaeus* Bolch., *Cibotium junctum* K.—M., *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch., *G. typica* (Mal.) Bolch., *Bennetites dilucidus* Bolch., *Cupressacites coreacens* Bolch., *Quadraculina limbata* (Mal.) Bolch., *Caytonia oncodes* (Harris) Bolch., которые характеризуют среднеюрский возраст вмещающих отложений. Строение описанного разреза имеет большое сходство со строением бата Туаркыра, что позволяет определить возраст тахинских отложений как батский.

В Дарваза-Зеагли и Серном заводе юрские отложения вскрыты рядом разведочных скважин на глубинах 1458—1845 м. В основании разреза вскрыты конгломераты, состоящие из кварцевой гальки, залегающие на изверженных породах.

Выше они перекрываются пачкой чередующихся песчаников, алевролитов, глин и углистых сланцев. Кровля этих отложений залегает на глубинах 1485 м (скв. 1, Дарваза), 1441 м (скв. 17, Серный завод). Фаунистические остатки, известные отсюда, представлены единичной микрофауной из семейства *Lagenidae*, которая не позволяет определить возраст отложений. По залеганию их под толщей глин сверху с прослоями известняков, которые характерны для верхней юры Туркмении, возраст песчано-глинистых отложений можно условно принять как батский, а возраст конгломератов — как байосский (?).

ВЕРХНЯЯ ЮРА

Отложения верхней юры обнажаются не только в вышеописанных районах распространения средней юры, но и в Копет-Даге, Куба-Даге и вскрыты скважинами.

Туаркыр. Келловей. Нижний келловей. Представлен чередованием пестроцветных глин и глинистых алевролитов. Мощность 9—25 м. Нижнекелловейский возраст определяется по наличию аммонитов: *Kepplerites calloviensis* Sow., *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *M. andrussovi* Sem., *Perishinctes mutatus* Trautsch.

Средний келловей. В составе среднекелловейских отложений Туаркыра выделяются две зоны: *Kosmoceras jason* и *Erymnoceras coronatum*.

Зона *Kosmoceras jason* представлена песчаным известняком или известковистым песчаником, переходящим в глинистый алевролит. Мощность до 3 м. Характерные аммониты: *Kosmoceras jason* Rein., *Keplerites enodatum* Nik., *Kosmoceras castor* Rein., *Perisphinctes rjasenensis* Teiss., *P. orion* Opp., *Proplanulites teisseyri* Tornq., *Reineckia anceps* Rein., *R. stuebeli* Steinm.

Зона *Erymnoceras coronatum* представлена коричневато-зелеными алевролитами с линзами песчаных известняков. Мощность 2—12 м. Характерные аммониты: *Erymnoceras coronatum* Orb., *E. banksi* Sow., *E. chickachevi* Amann., *E. leuthardthi* Jeann., *E. renardi* Nik., *E. turkmenensis* Amann., *Reineckia anceps* Rein.

Верхний келловей подразделяется на две зоны.

Зона *Peltoceras athleta* представлена мергелями, глиной и глинистым алевролитом, мощностью 2—38 м. Характерные аммониты: *Peltoceras athleta* Phill., *P. storzi* Pries., *P. (P.) modeli* Pries., *P. aculeatum* Pries., *P. annulosum* Quenst., *tharkyrensis* Amann., *P. russiense* Sinz., *Kosmoceras duncani* Sow., *K. ogulbibiae* Amann., *Reineckia stuebeli* Steinm., *Hecticoceras lunula* Rein.

Зона *Quenstedticeras lamberti* представлена двумя подзонами.

Подзона *Kosmoceras spinosum* выражена одним слоем среднезернистого песчаника. Мощность 1—8 м. Характеризуется присутствием аммонитов: *Kosmoceras spinosum* Sow., *K. ornatum* Schloth., *K. gemmatum* Phill., *K. duncani* Sow., *K. theodorii* Opp., *Quenstedticeras praelamberti* Dow., *Q. flexicostatum* Phill., *Q. Peltoceras russiense* Sinz., *Euaspidoceras spinigerum* Jeannet, *Hecticoceras punctatum* Stahl., *Choffatia cobra* Waagen.

Подзона *Quenstedticeras lamberti* представлена светло-серым, слабо песчаным известняком. Мощность 3—7 м. Характеризуется наличием аммонитов: *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Q. mariae* Orb., *Q. henrici* Douv., *Q. krimholzi* Amann., *Q. (P.) goliathus* Orb., *Kosmoceras duncani* Sow., *Peltoceras arduennense* Orb., *P. borissjaki* Amann., *E. crebricostis* Arkell., *E. nikitini* Boriss., *Hecticoceras cracoviense* Neum.

Общая мощность келловей 90 м.

Оксфорд. Нижний оксфорд. Нижнеоксфордские отложения Туаркыра подразделяются на две зоны.

Зона *Cardioceras cordatum* выражена светло-серым и белыми, массивными известняками, содержащими большое количество кремней. Мощность 12—25 м. Характеризуется наличием аммонитов: *Cardioceras cordatum* Sow., *C. russiense* Sazonov., *C. lahusei* Maire., *Quenstedticeras pavlowi* Douv., *Peltoceras constanti* Orb.

Зона *Euaspidoceras perarmatum* представлена белыми сахаровидными известняками, мощностью до 15 м.

Общая мощность оксфорда 40 м.

Большой Балхан. Келловей. В основании келловейских отложений Большого Балхана залегает слой желтовато-бурого, плотного, песчанистого известняка (5—19 м), хорошо прослеживаемый по простиранию и являющийся маркирующим горизонтом, над которым залегает пачка глинистых алевролитов, алевролитистых песчаников.

Разрез келловей завершается пачкой серых, светло-серых, песчаных, органогенно-обломочных известняков, слагающих основание крутого обрыва верхнеюрских известняков. Общая мощность келловей 115—300 м. Характерная фауна: *Stephanoceras* (Cadomites) *extinctum* Quenst., *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *M. tumidus* Rein., *M. subtumidus* Waag., *Hecticoceras* cf. *brighti* Pratt, *H. metomphalum* Ronar., *Alligaticeras* cf. *alligatus* Leok., *Orionoides* cf. *orion* Qpp., *Grossowaria subbackeri* Loczy, *Inodosphinctes* cf. *urbanus* Spath., *Hibolites late-sulcatus* Orb., *Gervillia aviculoides* Sow., *Plesiopecten subapinosus* Schloth.,

Chlamys (Aequipecten) subinaequicostatus Kas., *Ch. (A.) fibrozodihotomus* Kas., *Lima (Plagiostoma) charpiei* Roll., *Limatula subhelvetica* Opp., *L. gibbosa* Sow., *Pholadomya subexaltata* Kas.

Оксфорд. В нижней части представлен массивными известняками органогенно-обломочными, обломочными, пелитоморфными и доломитизированными с ноздреватой поверхностью. Известняки кремневые. В верхней части разреза известняки пелитоморфные, серые, светло-серые, слегка кремневые, оскольчатые. Общая мощность оксфорда 118—323 м. Отсюда определены: *Perisphinctes* cf. *bernensis* Lor., *Properisphinctes* cf. *rhodanicum* Lor., *Perisphinctes* cf. *deperetti* Riaz., *Arisphinctes* cf. *plicatilis* Sow., *Dichotomospinctes* cf. *orbignyi* Lor., *Ochetoceras* (*Campylites*) cf. *delmontatum* Opp., *Nucula* cf. *appeli* Et., *Leda choffati* Lor., *Gervillia* cf. *perhoides* Desl., *Chlamys (Aequipecten)* cf. *qualicasta* Et., *Lima* cf. *minima* Roll., *L. (Plagiostoma) burensis* Lor., *L. (P.) sublaevis* Thurm., *Pleuromya tellina* Ag., *Pholadomya* ex gr. *rugosa* Roem., *Ph. canaliculata* Roem., *Ph. lineolata* Goldf. Все эти формы свидетельствуют об оксфордском возрасте вмещающих пород.

Кимеридж. На Большом Балхане отложения кимериджа развиты главным образом на южном крыле и представлены в нижней части то плотными, слоистыми, битуминозными известняками темно-серого цвета, то кристаллическими, то пелитоморфными в кровле доломитизированными, а в верхней части чередованием светло-серых, кристаллических, органогенно-обломочных и серых, пелитоморфных известняков, имеющих на выветренной поверхности брекчиевидный облик. Общая мощность отложений кимериджского яруса составляет 45—155 м. Определены двустворки: *Astarte sauvaigi* Lor., *Astarte quechensis* Lor., *Astarte* sp.

Титонский ярус (лямабурунская свита). Титонские отложения на Большом Балхане выделяются условно, имеют ограниченное распространение и присутствуют лишь в разрезах южного крыла структуры. В других участках они уничтожены неокомской трансгрессией. Титонские отложения представлены песчано-глинистыми породами, известняками и доломитами. Местами (район Небит-Дага) титон представлен гипсами. Мощность титона 15—250 м. Максимальная мощность титона обнажается в районе Лямабурун.

Куба-Даг. Юрская система на Куба-Даге представлена верхним отделом. Здесь развиты преимущественно карбонатные породы, в верхней части сменяющиеся терригенными образованиями и гипсами. По литологическим признакам юрские отложения Куба-Дага подразделяются на три свиты: каифатинскую, кубасенгирскую и соймоновскую.

Каифатинская свита представлена в основании песчано-гравелистыми породами, выше сменяющимися массивными крупно- и грубозернистыми песчаниками, лежащими на изверженных породах. Мощность 58 м.

Кубасенгирская свита представлена слоистыми светло-серыми известняками; встречаются многочисленные верхнеоксфордские гастроподы. Возраст описываемой свиты рассматривается как оксфорд-кимеридж, а нижележащей каифатинской свиты — как условный оксфорд. Мощность свиты 107 м.

Соймоновская свита представлена гипсами, переслаивающимися с гипсоносными глинами, мергелями, доломитами, известняками, песчаниками и конгломератами. Возраст свиты на основании находок в нижней ее части кимериджских двустворок *Ostrea* cf. *dubiensis* Cont., *Protocardia dyonisea* Buv., *Corbula* cf. *carinata* Buv. и согласной смены воланжином принимается как кимеридж-титонский. Мощность свиты 100 м.

Копет-Даг. В составе верхнеюрских отложений Копет-Дага выделяются четыре свиты: гараджагаинская, мехинсуская, узынсыртская и еллыдеринская. Фаунистически охарактеризован верхнеоксфордский возраст мехинсуской свиты. Возраст узынсыртской и еллыдеринской свит условно рассматривается как кимеридж-титон.

Оксфордский ярус. Нижний оксфорд (?). Гараджагаинская свита. Свита состоит из двух горизонтов. К первому горизонту относится пачка

доломитов, залегающая в основании верхнеюрских отложений доломитового карьера Келята. Доломиты в нижней половине разреза серые известковистые микро- и мелкозернистые, переслаиваются доломитизированными известняками. В верхней части доломиты от микро- до среднезернистых и редко до крупнозернистых окрашены в темносерые тона. Мощность горизонта 123,5 м.

Второй горизонт представлен в основном темно-серыми и темными микрозернистыми, доломитизированными известняками, с кремневыми стяжениями. Мощность 45 м. Обнажающаяся мощность свиты в районе Коу-Ата 32 м, Келята — 168,5.

Верхний оксфорд. Мехинсуская свита. Выше над Гараджагаинской свитой залегают отложения мехинсуской свиты, в которой также выделяются два горизонта.

Мощность первого горизонта в Келята 210,8 м, в Коу-Ата — 160,5.

Первый горизонт сложен тонкослоистыми, глинистыми известняками, чередующимися с серыми, темно-серыми, органогенными, органогенно-обломочными известняками. Глинистые известняки темно-серые, брекчированные, характеризуются сланцеватым сложением. На поверхности выветривания образуют листоватые высыпки.

Органогенные, органогенно-обломочные известняки толсто- и массивнослоистые, с включениями битых ракушек и многочисленной мелкой фауны.

В нижней части первого горизонта Келята определены верхнеоксфордские аммониты: *Perisphinctes* ex gr. *biplex* Sow., *P. cf. plicatilis* Sow., *P. elisabethae* Riaz., *P. aeneas* Gemm., *P. ex gr. orbignyi* Lor., *P. lucingensis* Favre., *Calliphylloceras* sp.

Отсюда определены двустворчатые: *Parallelodon* aff. *oemulum* Phil., *Gervillia* ex gr. *aviculoides* Sow., *Isognomon* cf. *paromytiloides* Ar., *Ctenostreon* cf. *proboscidium* Sow., *Modiolus* cf. *aequiplicatus* Strom., *Mytilus* aff. *Jurensis* Miran., *Gonionya* aff. *kobyi* Lor., *Astarte* sp. indet., *Trigonia* sp. indet., *Protocardia* sp. indet., *Entolium* sp., *Pleuromya* sp.

Второй горизонт представлен известняками темно-серыми, органогенно-обломочными, мелкозернистыми, массивнослоистыми, местами встречаются редкие кремневые стяжения. Мощность второго горизонта в Келята 47,7 м, Коу-Ата — 55.

Кимеридж (?). Узынсыртская свита. Выше по разрезу залегают породы, выделенные в узынсыртскую свиту, в составе которой различаются два горизонта. Первый горизонт представлен известняками микрозернистыми, темно-серыми, крепкими, тонкослоистыми, слоистыми, брекчированными. В районе Коу-Ата горизонт представлен песчано-алевролитовыми, доломитизированными известняками. Мощность горизонта в районе Келята — 113 м, в Коу-Ата — 65.

Второй горизонт представлен переслаиванием микрозернистых темно-серых, крепких, толсто- и тонкослоистых известняков. В районе Коу-Ата горизонт представлен однородными известняками. Мощность горизонта в Келята 103,9 м, в Коу-Ата — 89. Общая мощность узынсыртской свиты в Келята 217 м, Коу-Ата — 154.

Титон (?). Еллыдеринская свита. В ее составе выделяются три горизонта. Первый состоит из переслаивания известковых глин и глинисто-алевролитовых известняков.

Аналогичная глинистая пачка наблюдается в основании гипсо-ангидритовой пачки Коу-Ата. Здесь глины более алевритистые.

В ущелье Фирюза (скв. 1) в 1962 г. на глубине 1057 — 1087 м вскрыта пачка глин, аргиллитов и глинистых известняков. В верхней части этой пачки содержатся мелкие трудноопределимые обломки двустворок. Общая мощность горизонта в Келята 23,6 м, в Коу-Ата 18, в Фирюзинском ущелье 30 м.

Второй горизонт в районе Келята представлен переслаиванием серых, микрозернистых известняков, с тонкими прослоями светло-серых, мергелистых, доломитовых известняков. В районе Коу-Ата горизонт представлен чередованием серых известняков с глинисто-алевролитовыми доломитами, гипсами и ангидритами. Гипсы белые, зернистые, на поверхности рыхлые. Мощность горизонта в Келята — 131,4, в Коу-Ата — 98,5 м.

Третий горизонт в районе Келята представлен серыми, светло-серыми,

микрозернистыми, зернистыми, массивными, трещиноватыми известняками. В районе Коу-Ата наблюдаются линзы ангидритов. Мощность горизонта в Келята — 63, в Коу-Ата — 70 м. В 1962 г. в Фирюзинском ущелье под отложениями валанжина вскрыты (скв. 1) известковистые глины, глинистые известняки, известковистые доломиты и доломитизированные известняки с линзами ангидритов, которые сопоставляются с еллыдеринской свитой.

Кроме описанных выше обнажений и скважин Фирюзинского ущелья, имеются выходы верхнеюрских гипсоносных пород в районе Душака, обнажающихся в ядре антиклинали Ди-ана-Коу, отвечающих гипсоносным породам еллыдеринской свиты.

Кугитанг. Келловей. Нижний келловей. Нижнекелловейские отложения представлены карбонатно-глинистой толщей. В нижней части толщи залегают две пачки: 1) зеленовато-серых, песчанистых и известковистых, тонкослоистых глин и 2) пачки темно-серых глин и известняков-ракушечников. В верхней части толщу составляют также две пачки: 1) серых оолитовых известняков и известковистых глин, переходящих в мергель и известняк, и 2) пестрых глин, мергелей и известняков. Общая мощность 113 — 219 м. Отсюда определены нижнекелловейские двустворчатые: *Pinna cuneata* Phill., *Astarte (Coelastarte) incerta* Pcel., *Pleuromya polonica* Laube; плеченогие: *Septaliphoria levizkii* Moiss., *S. guldaraensis* Moiss., „*Terebratula*“ *algoviana* Opp., *Zeilleria (Gusarella) gusarensis* Moiss.; аммониты: *Litoceras* ex gr. *adelaе* Orb., *Hecticoceras* cf. *paulovi* Tsyt., *H.* cf. *nodosulcatum* Lah., *H.* cf. *taeniolatum* Bonar., *H.* cf. *lunuloides* Kil., *Macrocephalites* sp.

Средне-верхний келловей. Нижнекелловейская карбонатно-глинистая толща согласно перекрывается мощной толщей темно-серых известняков. Нижняя часть ее сложена горизонтом темно-серых известняков с фауной плеченогих и двустворок и горизонтом толстослоистых брекчиевидных известняков. Мощность средне-верхнекелловейских отложений 190 м. Отсюда собраны аммониты: *Perisphinctes* cf. *comptoni* Pratt., *Erymnoceras banksi* Sow., *E. banksi* Sow. var. *naltchikensis* Tschich., *Kosmoceras* cf. *gemmatum* Phill., *Kosmoceras jason* Rein.

Оксфорд сложен четырьмя горизонтами известняков: 1) серых тонкоплитчатых, 2) тонкослоистых псевдоконгломератовых, 3) массивных коралловых и 4) толстослоистых надкоралловых. Общая мощность 469 м. Из низов отложений определены оксфордские аммониты: *Oppelia (Tarmelliceras)* cf. *oculata* Beaп., *Perisphinctes (Lithacoceras)* cf. *lyrrhenus* Gemm., *P. (L.)* cf. *rhodanicus* Dum., *P. aeneas* Gemm., *P.* cf. *albineus* Opp. П. П. Чуенко (1937) указывает также верхнеоксфордский аммонит *Perisphinctes (Martelliceras) martell* Opp. и плеченогие: *Lophrothysis euryptycha* (Kitch), „*Terebratula*“ *maceilensis* Moiss., *Ptyctothyris gumdaraensis* Moiss.

Кимеридж-титон. Нерасчлененные кимериджский и титонский ярусы представлены единой соляно-гипсовой толщей, именуемой гаурдакской свитой. В составе ее выделяются три подсвиты. Нижнегаурдакская сероносная подсвита сложена в подошве темно-серыми пелитоморфными известняками изменчивой мощности (до 4 м) и гипсо-ангидритами изменчивой окраски, зависящей от прожилков и включений известняка. В кровле залегает так называемый руководящий горизонт известняков R. Мощность подсвиты 85 м.

Среднегаурдакская гипсо-ангидритовая подсвита сложена преимущественно гипсо-ангидритами и глинами светло-серыми и белыми, с прожилками темно-серого доломитизированного известняка. По данным бурения в Кугитанге, в средней части подсвиты, проходит переслаивание гипсоангидритов с глинами и брекчией из обломков оксфордских известняков. Мощность подсвиты 119 м. Верхнегаурдакская соленосная подсвита. Толща каменной соли снизу белого и светло-серого, а сверху розового цвета, содержащая включения и пропластки ангидрита и глины, а в верхней половине — пласты, обогащенные калийными солями. Мощность 300 — 340 м.

Из гаурдакской свиты известны единичные двустворки: *Lima tumida* Opp., *Pteroperna (Aviculoperna) caucasica* Pcel., *Camptonectes duobensis* Repp., *C.* cf. *grenieri* Conteж., *Modiolus* sp.

Закрытые районы Туркмении. Погребенные верхнеюрские отложения вскрыты буровыми скважинами в районах Керки-Дага, Репетека, Наразыма, Фараба, Дарганаты, Дарвазы, Серного завода, Кабаклы, Кизыларватского выступа, Фирюзы. В Султан-Санджаре и Тахте верхнеюрские отложения отсутствуют. Материалы по Кабаклы и Кизыл-Арвату обрабатываются. Фирюзинская верхняя юра охарактеризована при описании Копет-Дагских разрезов. В Керки-Даге и Репетеке скважины вошли в верхи соляно-гипсовых отложений кимеридж-титона (?).

В Наразыме и Фарабе к верхней юре относятся отложения, представленные снизу вверх тремя толщами: 1) темно-серых аргиллитов, местами известковистых и песчанистых (мощность 150 м), 2) темно-серых известняков (мощность 250 м) и 3) соляно-гипсовой толщей (мощность 350 м). По сопоставлению с Гаурдак-Кугитангским районом возраст первой толщи принимается келловейским, второй—оксфордским и третьей — кимеридж-титонским.

В Дарганате разведочными скважинами вскрыт неполностью разрез верхней юры, близкий к разрезам Наразыма и Фараба. Внизу здесь вскрыты глинистые отложения (мощность 45 м), которые нами сопоставляются с келловеем Кугитанга, выше следуют известняки (мощность 360 м). Они относятся к оксфорду. В кровле известняки пересланяются гипсами и загипсованными известняками. Эта часть разреза (мощность 150 м) сопоставляется с гаурдакской свитой и относится к кимеридж-титону.

В Дарвазе и Серном заводе к верхней юре относится толща отложений, представленных глинистыми отложениями, в которых преобладают зеленовато-серые песчанистые глины, сверху заключающие прослои известняков изменчивой мощности. Эти отложения вскрыты в интервалах глубин 1441 — 1540 м (скв. 17, Серный завод). По сопоставлению с соседними районами эта часть разреза относится нами к низам верхней юры.

K. K. MASHRYKOV,
K. AMANNIYAZOV,
R. JUFEROV

STRATIGRAPHY OF THE JURASSIC DEPOSITS OF TURKMENISTAN

Abstract

Jurassic sedimentation within the Epihercynian Platform in the west of the Middle Asia developed in tight connection with three factors, which affected the nature, thickness range and distribution pattern of the strata.

These factors are the geological-geomorphological environment which existed previous to the Jurassic period, climatic conditions peculiar to the Jurassic time and the Middle Jurassic transgression.

1. The Pre-Jurassic geological-geomorphological environment was characterized by a dissected topography which, together with the warm damp climate peculiar to the Lias and the beginning of the Dogger favoured the coal-bearing sediments to be accumulated in the lows.

2. In the course of Dogger and the first half of Malm the sea advanced onto the platform, where first the terrigenous and then the carbonate sediments were deposited.

3. In the Kimmeridgean-Titonian time the upward movements affecting the platform led to the ubiquitous sea regression and generation of lagoonal basins. Hot, arid climate of that period made the sulphate-halogenous formations to be deposited in lagoons, while continental red rocks sedimentation was confined to the land areas.

Differentiated movements along regional fractured faults are characteristic of the whole Jurassic evolution of the Epihercynian platform. These breaks display two main trends: the north-western and the latitudinal ones.

The first one made the basement to plunge in a step-like way from the east to the west with thicknesses consequently increasing in the same direction.

The second trend resulted in a step-like pitch of the basement from the north to the south attended by respective increase of thicknesses.

4. The above listed features peculiar to the Jurassic sedimentation determined the nature of useful minerals associated with the Jurassic strata.

Oil, gas and coal are present in the Lower and Middle Jurassic rocks.

Oil and gas as well as polymetallic mineralization are associated with the carbonate rocks of the Callovian-Oxfordian age.

Kimmeridgian-Titonian sediments of lagoonal origin contain salt deposits.

ЛИТЕРАТУРА

- Аманниязов К. О нижне-оксфордском возрасте туаркырских известняков. Тр. ИГ АН ТССР, т. 2, Ашхабад, 1959.
- Аманниязов К. Стратиграфия верхнеюрских отложений Туаркыра. Изв. АН ТССР, сер. физ.-техн. хим. и геол. наук, № 1, 1960.
- Аманниязов К. Зональное расчленение верхнеюрских отложений Туаркыра. Доклады АН СССР, т. 135, № 3, М., 1960.
- Аманниязов К. Стратиграфия и аммониты верхнеюрских отложений Туаркыра. Издательство АН ТССР, Ашхабад, 1962.
- Аманниязов К. Новые данные по стратиграфии верхнеюрских отложений передовых хребтов Копет-Дага. Изв. АН ТССР, сер. физ.-тех., хим. и геол. наук, № 1, 1964.
- Аманниязов К., Крымгольц Г. Я., Буракова А. Т. и др. Полевой атлас руководящих ископаемых юрских и неокомских отложений Западной Туркмении. Гостоптехиздат. Л., 1962.
- Баранова З. Е., Буракова А. Т., Бекасова Н. Б. Стратиграфия, литология и флора юрских отложений Туаркыра. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, Тр. ВСЕГЕИ, вып. 13, 1963.
- Крымгольц Г. Я. Юрская система. Геология СССР, т. XXII, Туркменская ССР, М., 1957.
- Машрыков К. К. Схема расчленения юрских отложений Туаркыра. Тр. лаборатории геологии угля АН ТССР, вып. VII, Материалы второго угольного совещания. Л., 1957.
- Машрыков К. К. Юрские угленосные отложения Северо-Западной Туркмении и их положение в Крымо-Кавказо-Прикаспийской угленосной провинции. Изд. АН ТССР. Ашхабад, 1958.
- Сибирякова Л. В. Среднеюрская фауна моллюсков Большого Балхана и её стратиграфическое значение. Л., 1961.
- Цепелев Н. С. Вещественный состав и условия образования батских отложений Туаркыра. Изв. АН ТССР, сер. физ.-тех., хим. и геол. наук, № 1, 1958.
- Юферев Р. Ф. К стратиграфии юрских отложений хребта Кугитанг-Тау. Вопросы геологии Туркмении. Изд. АН ТССР, 1963.

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ТУРКМЕНИИ

Отложения нижнего отдела меловой системы широко распространены на территории Туркменской ССР. На юге они слагают основные хребты горной системы Копет-Дага, на западе — играют существенную роль в строении гор Большого Балхана, Малого Балхана, гряды Куба-Дага и обнажаются на большой площади в низкогорьях Туаркыра, на востоке — участвуют в строении гор Гаурдак-Кугитангского района к востоку от Аму-Дарьи. На обширных пространствах равнин Туркмении нижнемеловые отложения погребены под покровом более молодых осадочных толщ и во многих местах вскрыты буровыми скважинами.

В нижнемеловой осадочной толще Туркмении преобладают морские отложения. В их составе присутствуют как карбонатные породы, развитые преимущественно в нижней половине разреза, так и терригенные породы, почти целиком слагающие его верхнюю половину. Лагунные и континентальные отложения играют подчиненную роль, замещая морские осадки главным образом в нижней половине разреза. Для них характерны преобладание красноцветных терригенных пород и нередкое наличие пластов гипса и ангидрита.

Строение нижнемеловой толщи на территории Туркмении характеризуется значительным разнообразием. Особенно резкие различия наблюдаются между Копет-Дагом, где накопление осадков происходило в геосинклинальном прогибе, и северными районами Туркмении (Туаркыр, Северные Каракумы), относящимися к платформенной области. Для Копет-Дага характерны значительная общая мощность нижнемеловых отложений, достигающая трех — трех с половиной тысяч метров, и развитие тысячметровой неокомской толщи морских, в основном карбонатных осадков. В Туаркыре и в Северных Каракумах мощности нижнемеловых осадков не превышают пяти-семи сотен метров, а неокомские отложения выражены относительно маломощными терригенными осадками лагуно-континентального и прибрежно-морского происхождения. Переходные черты разреза можно наблюдать в Большом Балхане и в Куба-Даге. Специфический тип разреза развит на востоке, в Гаурдак-Кугитангском районе, где при мощности несколько большей, чем в северных районах Туркмении (800 — 900 м), значительную роль в разрезе играют лагунные и континентальные осадки.

В целом нижнемеловая толща Туркмении характеризуется большой полнотой разреза. Однако нередко внутри толщи имеются следы перерывов в напластовании и некоторые горизонты выпадают из разреза. На отдельных участках полностью выпадают нижние горизонты и местами разрез нижнего мела начинается с аптского яруса.

Степень детальности расчленения нижнемеловых отложений Туркмении неодинакова. Морские отложения аптского и альбского ярусов, благодаря наличию во всем разрезе остатков руководящих аммонитов, расчленяются не только на подъярусы, но

и на зоны. В барремском ярусе более или менее уверенно выделяются подъярусы. Валанжинский и готеривский ярусы расчленяются на местные свиты, которые лишь условно могут сопоставляться с подъярусами. Возраст континентальных и лагунных отложений устанавливается в основном по их соотношениям с морскими отложениями.

Нижнемеловые отложения Туркмении изучались многими исследователями, и сведения о них разбросаны в многочисленных публикациях. Сводное описание этих отложений, опубликованное в томе „Геологии СССР“ XXII (Луппов и Калугин, 1957), в настоящее время уже устарело вследствие накопления в последние годы обширных новых материалов.

В основу настоящего очерка положены результаты детальных стратиграфических исследований, проводившихся в 1956 — 1963 гг. большим коллективом геологов под общим руководством автора (А. А. Атабекян, Т. Н. Богданова, С. В. Лобачева, В. И. Марченко, В. А. Прозоровский, В. Б. Сапожников, Е. А. Сиротина, С. З. Товбина, С. Х. Урманова, Э. Я. Яхнин и др.). Использованы, кроме того, результаты исследований М. И. Соколова и В. Д. Ильина, проводившихся в эти же и несколько более ранние годы, и результаты изучения буровых материалов, проводившегося Г. А. Габриэлянцем, Р. Е. Айзбергом, В. Т. Кривошеевым и др. Учтены также опубликованные данные предшествовавших исследований, из которых наибольшее значение имели работы А. Д. Нацкого, И. И. Никшича, В. Н. Огнева, Н. П. Хераскова, А. В. Пейве, В. Ф. Пчелинцева, Г. Я. Крымгольца, Н. П. Луппова, А. Е. Глазуновой и С. Н. Симаклова.

• ВАЛАНЖИНСКИЙ ЯРУС

Отложения валанжинского яруса* выделяются в южной половине Туркмении от Куба-Дага на западе до Гаурдак-Кугитангского района на востоке. Они или согласно залегают на верхних горизонтах верхней юры, или трансгрессивно с угловым несогласием лежат на различных горизонтах средней и верхней юры. Среди них присутствуют морские и лагунные образования. К валанжину, возможно, относится также часть континентальных отложений, залегающих в основании нижнемеловой толщи в северных районах республики.

В Копет-Даге и в Большом Балхане валанжинский ярус выражен целиком в морских фациях. К этому ярусу принадлежит нижняя часть неокомской карбонатной толщи, отличающаяся от более высоких частей её значительным развитием терригенных горных пород.

В Копет-Даге, где имеются лишь единичные выходы валанжина в центральной части гор, отложения этого яруса имеют мощность до 290 м и сложены в нижней части (коуская свита) мергелями и обогащенными терригенным материалом известняками, а в верхней части (инджеревская свита) — тонкозернистыми песчаниками и алевролитами (Марченко, 1962).

Валанжинские отложения Большого Балхана, прослеживаемые на большой площади, характеризуются меньшей мощностью (80 — 142 м) и, при наличии некоторых общих черт с копетдагскими, отличаются по своему строению. Для них характерно наличие в основании невыдержанной пачки песчаников и конгломератов и преобладание доломитов среди карбонатных пород (Прозоровский и др., 1961). Различия эти связаны, очевидно, с краевым положением, большей мелководностью и, возможно, несколько повышенной соленостью бассейна в Большом Балхане.

В комплексах валанжинских ископаемых обоих районов преобладают двусторчатые моллюски и морские ежи, наряду с которыми встречаются брахиоподы, гастроподы и редкие, плохо сохранившиеся аммониты. Характерными видами являются

* Валанжинский ярус рассматривается как нижний ярус меловой системы, то есть включая *берриас*.

Toxaster granosus (Orb.) и некоторые другие морские ежи этого рода, *Myophorella loewinson-lessingi* (Reppng.), *Arcomytilus couloni* (Marcus), *Gervillia terekensis* Reppng., *Lima dubissiensis* Pict. et Campr., *Nerinea guinchoensis* Choff. и другие моллюски (Богданова, 1961; Лобачева, 1961; Прозоровский и др., 1961). Видовой состав ископаемых в Копет-Даге и в Большом Балхане различен, что, очевидно, вызвано было различиями в физико-географических условиях бассейнов. Интересно отметить присутствие в Копет-Дага ауцелл, которые обычно характерны для отложений бореальной области. Распределение ископаемых в разрезе позволяет предполагать, что коуская свита Копет-Дага относится к нижнему валанжину (берриасу), а инджеревская — к среднему и верхнему (Богданова, 1961).

К западу и востоку морские отложения валанжина сменяются лагунными. На западе появление гипсов среди морских осадков отмечается В. А. Прозоровским в северо-западном окончании Большого Балхана. Более развиты лагунные отложения далее к западу, в Куба-Даге. Здесь, при мощности валанжинских отложений от 68 до 140 м, нижняя часть их представлена известняками и доломитами с остатками дицератид и гастропод, а верхняя часть — пестроцветными алевролитами и алевроитистыми глинами с тонкими прослоями известняка, доломита и гипса (Прозоровский и др., 1961). Здесь отмечены морские осадки, образовавшиеся в бассейне несколько повышенной солености, а выше — явно лагунные образования. По мнению В. А. Прозоровского, Кубадагский бассейн не был непосредственно связан с балханским, а отделялся от него перешейком.

На востоке Туркмении, в Гаурдак-Кугитангском районе к валанжинскому ярусу может быть отнесена альмурадская свита, согласно лежащая на красноцветных песчаниках карабильской свиты, по-видимому, относящихся к титону (Луппов, 1959). Свита эта, при мощности 100—110 м, состоит в основном из красноцветных глинисто-алевритовых пород с несколькими довольно мощными пластами гипса и явно представляет собой лагунные образования. Залегающий в середине её пласт доломита мощностью 2—5 м, содержащий остатки морских моллюсков (*Pterotrigonia*, *Nerinea*, *Diceratidae*), очевидно, образовался в период несколько более широкого сообщения лагуны с открытым морем.

Судя по материалам, полученным при бурении (Айзберг, 1961), лагунный тип валанжинских отложений развит к западу от Гаурдака, в Юго-Восточных Каракумах. Переход валанжина в морские фации намечается по скважинам несколько западнее, примерно на меридиане Байрам-Али.

В северных районах Туркмении валанжинские отложения не выделены. К этому ярусу могут относиться низы континентальной красноцветной толщи Туаркыра и Северных Каракумов. Однако не исключена возможность, как в частности предполагает В. А. Прозоровский, что в Туаркыре валанжинские отложения отсутствуют и накопление красноцветной толщи началось позднее, в готеривское время.

ГОТЕРИВСКИЙ ЯРУС

Основные особенности распределения фациальных типов отложений готеривского яруса не отличаются существенно от тех, какие отмечены для валанжинского. Но характер осадков и положение границ между фациальными типами претерпевают небольшие изменения.

Морские готеривские отложения, подобно валанжинским, развиты в горных районах юга и отчасти запада Туркмении. К готериву принадлежит средняя, наибольшая по мощности часть неокомской карбонатной толщи Копет-Дага и Большого Балхана, для которой особенно характерно развитие органогенно-обломочных и оолитовых известняков. Готеривские отложения, в отличие от валанжинских, обнажаются на большой площади в Копет-Даге и в последнее время обнаружены В. А. Прозоровским в основании видимого разреза в Малом Балхане.

В Копет-Даге мощность готеривских отложений достигает в центральных

участках 900 м, уменьшаясь к западу и особенно к востоку (Марченко, 1962). Нижняя часть их — бахарденская свита, мощностью 150 — 360 м, — характеризуется почти исключительно карбонатным составом слагающих пород. В верхней части — в ханкеризской свите, мощность которой 380 — 570 м, — наблюдается частое обогащение известняков терригенным материалом и наличие терригенных пород — песчаников и алевролитов, особенно развитых в нижних горизонтах свиты.

В Большом Балхане общее строение разреза сходно с копетдагским, но мощность готеривского яруса не превышает 250 м, а в нижней части значительная роль принадлежит псевдоолитовым известнякам (Прозоровский и др., 1961). Залегающая в середине разреза пачка терригенных пород — известковистых песчаников, алевролитов и местами гравелитов — соответствует терригенным породам в низах бахарденской свиты Копет-Дага.

Комплекс ископаемых готеривского яруса обоих районов довольно разнообразен. Он состоит из двустворчатых моллюсков, брахиопод, морских ежей, кораллов, мшанок, губок и известковых водорослей. Наиболее характерными, по данным Т. Н. Богдановой, С. В. Лобачевой и В. А. Прозоровского, являются *Toxaster retusus* (Lam.), *Belbekella irregularis* (Pict.), *Praelongithyris acuta* (Quenst.), *Eudesia semistriata* (Defr.), *Astarte substriata* Leym., *Chlamys archiacianus* (Orb.), *Camptonectes arzierensis* (Lor.). В самых низах встречаются редкие плохо сохранившиеся ядра аммонитов (*Leopoldia*?). Отсутствие надежных руководящих форм не дает возможности уверенно выделить подъярусы.

К западу и востоку происходит смена морских отложений лагунными и отчасти континентальными.

На западе, уже в северо-западной части Большого Балхана В. А. Прозоровским отмечается почти полное замещение известняков доломитами и доломитизированными известняками, что, очевидно, связано с повышением солености морского бассейна. Отчетливо выражен лагунный характер отложений далее к западу, в Куба-Даге, где готеривские отложения представлены чередованием двух пачек доломитов и доломитизированных известняков с двумя пачками серовато-зеленых и коричневых алевролитов с пластами гипса. Общая мощность готерива в Куба-Даге 150 — 170 м (Прозоровский и др., 1961). Наличие в карбонатных пачках пластов известняка с остатками брахиопод и двустворчатых моллюсков показывает, что временами, при расширявшейся связи лагуны с открытым морем, в нее могли проникать некоторые морские животные.

В восточном направлении смена морских готеривских отложений лагунными начинается уже в пределах Копет-Дага. К востоку от Ашхабада, как показали исследования В. И. Марченко (1962), в составе бахарденской свиты большую роль играют седиментационные доломиты, а еще восточнее свита эта выражена чередованием доломитов и гипсов*, что явно говорит о сильно повышенной солености бассейна.

Между восточным окончанием Копет-Дага и Аму-Дарьей буровыми скважинами вскрыта под морскими нижнемеловыми отложениями толща чередующихся известняков и красноцветных терригенных пород, часть которой может относиться к готеривскому ярусу (Айзберг, 1961; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963). Еще восточнее, в Гаурдак-Кугитангском районе к готериву может быть отнесена толща красноцветных песчаников и алевролитов, мощностью 100 — 150 м (кизылташская свита), залегающая на лагунных отложениях альмурадской свиты. Отсутствие в ней остатков морских животных и находки раковин пресноводных остракод и харовых водорослей свидетельствует о ее континентальном происхождении (Луппов, 1959).

В северных районах Туркмении к готеривскому ярусу, очевидно, относятся в какой-то степени красноцветные отложения, которые залегают в основании нижнемелового разреза и представляют собой континентальные и частично лагунные образования. В Туаркыре, где эта красноцветная толща наиболее изучена, она лежит на

* Прежними исследователями эти гипсы относились к верхней юре.

размытой поверхности юрских отложений и покрывается морским барремом. Мощность ее колеблется в пределах от нескольких метров до 48 — 50 м. Исследования В. А. Прозоровского (Прозоровский и др., 1961) показали, что на юге образование этой толщи закончилось в готеривское время, тогда как севернее она включает и ниже-барремские отложения. В самых южных разрезах среди красноцветных пород присутствуют слои с остатками морских животных. Аналогичные красноцветные породы вскрыты буровыми скважинами и в Северных Каракумах.

БАРРЕМСКИЙ ЯРУС

Для барремского яруса характерно значительно более широкое, чем отмечено для более древних отложений нижнего мела, распространение на территории Туркмении морских отложений, свидетельствующее о морской трансгрессии. Морские барремские отложения известны не только в южных, но и в северных районах Туркмении, тогда как континентальные и лагунные развиты на ограниченной площади. Почти всюду выделяются нижний и верхний подъярусы барремского яруса, обычно ясно различающиеся как по литологическим особенностям, так и по комплексам ископаемых.

В Копет-Даге, Большом и Малом Балханах к нижнему баррему относится верхняя часть неокомской карбонатной толщи. Она характеризуется почти исключительно известняковым составом при почти полном отсутствии доломитов и крайне незначительном развитии терригенных пород (Марченко, 1962; Прозоровский и др., 1961). В отличие от готеривской части разреза, в нижнем барреме более значительная роль принадлежит пелитоморфным известнякам, тогда как оолитовые и органогенно-обломочные известняки менее развиты, особенно в Большом Балхане. Мощность нижнего баррема в Копет-Даге обычно колеблется в пределах 200 — 350 м, уменьшаясь к востоку до 80 м. В Большом Балхане она не превышает 120 м.

Комплекс ископаемых очень богат и разнообразен. Наиболее характерны крупные фораминиферы — *Orbitolina delicata* Ненсон, *O. discoidea* Грасс, *Dictyococcus arabicus* Ненсон, по появлению которых нижебарремские известняки легко отделяются от готеривских. Кроме них часто встречаются морские ежи — *Heteraster magnus* Поретзк., *H. renngarteni* Поретзк., *Toxaster exilis* (Лор.), брахиоподы — *Belbekella gibbsiana* (Сов), *Sellithyrus salevensis* (Лор.), двустворчатые моллюски — *Neithea morrissi* (Пиктет Рен.), *Lima cottaldina* Орб., *Turkmenia balkhanensis* Гримм, *Pholadomya cornueliana* (Орб.) и многие другие. В Большом Балхане очень многочисленны раковины небольших складчатых устриц — *Exogyra turkmenica* Лурр., *Ex. balkhanica* Прозоровский, *Ex. geokderensis* Прозоровский (Прозоровский и др., 1961; Марченко, 1962; Лобачева, 1961).

Верхнебарремские отложения отделены от нижебарремских резкой границей и литологически ясно отличаются от них. Представлены они в большей части Копет-Дага темно-серыми мергелями и тонкослоистыми глинистыми известняками, а в северо-западной части Копет-Дага, в Малом и в Большом Балханах — главным образом известковистыми песчаниками и алевролитами. Мощность их колеблется в пределах 100 — 160 м.

Из ископаемых наиболее характерны аммониты родов *Colchidites*, *Imerites* и *Turkmeniceras*. В Копет-Даге эти аммониты составляют основной элемент ископаемой фауны. Распределение их в разрезе позволяет выделить три горизонта — нижний с *Imerites* cf. *giraudi* (Кил.), средний с *Colchidites nicortsmindensis* Рочадзе и верхний с *Turkmeniceras turkmenicum* Товбина и другими видами этого рода (Товбина, 1963). В Большом Балхане аммониты сравнительно редки и преобладающая роль среди ископаемых принадлежит крупным двустворчатым — *Exogyra latissima* (Лам.), *Perna mulleti* Деш., *Gervillia alaeformis* Сов., *Quadratotrignia nodosa* (Сов.) и др.

К западу и северу от Большого Балхана характер барремских отложений ме-

няется: мощность уменьшается, а нижебарремские известняки замещаются терригенными породами.

В Куба-Даге общая мощность барремского яруса сокращается до 130 м. В нижнем подъярусе известняки чередуются с глинами, причем последние в верхней части преобладают. Комплекс ископаемых здесь обеднен по сравнению с большебалханским, но наличие орбитолин, складчатых экзогир и *Turkmenica balkhanensis* Kr i m h. позволяет синхронизировать отложения этих районов. Верхний баррем в Куба-Даге вполне аналогичен большебалханскому, отличаясь лишь несколько меньшей мощностью (Прозоровский и др., 1961).

В Туаркыре барремский ярус выражен целиком в морских фациях лишь на юге. Оба подъяруса представлены здесь аналогичными породами — известковистыми песчаниками, алевролитами и глинами с пластами ракушняков и органогенно-обломочных, обычно оолитовых известняков. Общая мощность яруса достигает здесь 90 м. Из ископаемых преобладают двустворчатые моллюски и брахиоподы. Находки в нижних горизонтах орбитолин и складчатых экзогир, а выше — аммонитов родов *Imerites*, *Colchidites* и *Turkmeniceras* устанавливают наличие здесь нижнего и верхнего подъярусов (Прозоровский и др., 1961).

В более северной части этого района В. А. Прооровским установлено замещение морских нижебарремских отложений континентальной красноцветной толщей и нижний баррем неотделим от готерива. В морских фациях выражены здесь лишь отложения верхнего баррема, которые представлены теми же породами, что и на юге, но уменьшаются в мощности до 5 — 20 м и не содержат остатков аммонитов.

Сходные с туаркырскими морские барремские отложения, общей мощностью до 60 м, вскрыты скважинами в центральной части Каракумов. По В. Т. Кривошееву, здесь могут быть выделены нижний и верхний баррем. К югу, с приближением к Копет-Дагу мощность барремских отложений увеличивается и в разрезе значительную роль начинают играть известняки.

В восточных районах Туркмении барремские отложения представлены морскими и лагунными осадками. В районе дельты Мургаба к баррему может быть отнесена, по А. Алланову, толща морских и отчасти лагунных осадков до 200 м мощности, вскрытая скважинами выше красноцветных пород, относимых к готеривскому ярусу

Далее на восток, в Гаурдак-Кугитангском районе хорошо выделяется нижний баррем, представленный двумя разнофациальными пачками, составляющими вместе нижнюю часть окузбулакской свиты. Он начинается лагунной пачкой, мощностью до 40 м, состоящей из красноцветных гипсоносных аргиллитов, гипсов и песчаников. Выше следует морская пачка, до 60 м мощности, выраженная внизу мергелями и известковистыми глинами, а выше — глинами и песчаниками (Луппов, 1959). Прослои оолитового известняка и ракушняка в морской пачке переполнены раковинами двустворчатых моллюсков, среди которых преобладают устрицы. Относительное однообразие комплекса при большом количестве экземпляров и мелкие размеры всех раковин свидетельствуют о специфических условиях обитания в полубособленном заливе.

Верхний баррем здесь неотделим от нижнего апта и образует вместе с последним лагунную верхнюю часть окузбулакской свиты, мощностью 70 — 90 м, сложенную чередованием красноцветных гипсоносных аргиллитов, гипсов и песчаников, которые по простираанию переходят в сплошную толщу гипсов.

АПТСКИЙ ЯРУС

Аптские отложения на территории Туркмении почти повсеместно выражены в морских фациях. Только на крайнем востоке нижняя часть этого яруса представлена лагунными образованиями. Характерными особенностями морских аптских отложений Туркмении, отличающими их от более древних отложений нижнего мела, являются: а) почти исключительное развитие терригенных горных пород; б) отсутствие существенных литологических различий между разрезами геосинклинальной и платформен-

ной областей и в) наличие во всей толще остатков руководящих аммонитов, позволяющее провести зональное расчленение этого яруса. Основные различия между геосинклинальной и платформенной областями заключаются в различной мощности отложений, которая в Копет-Даге в 4—6 раз больше, чем в Туаркыре.

Аптский ярус, в соответствии с точкой зрения, распространенной в советской литературе, принимается в данном очерке в объеме двух подъярусов—бедульского и гаргазского. Клансейский горизонт, который в современных работах западноевропейских стратиграфов включается в качестве третьего подъяруса также в апт, относится здесь к альбскому ярусу. Общая схема деления аптских отложений Туркмении имеет следующий вид (Луппов, Сиротина, Товбина, 1960; Богданова, Луппов, Яхнин, 1963):

Нижний апт: 1) зона *Deshayesites weissii*;

2) зона *Deshayesites deshayesi*;

3) зона *Dufrenoya furcata*.

Верхний апт: 4) зона *Epicheloniceras subnodosocostatum*;

5) зона *Parahoplites melchioris*;

6) зона *Acanthohoplites* sp. n. (слои с *Acanthohoplites* ex gr. *uhligi* и *Diadochceras*).

Верхняя из этих зон по комплексу аммонитов тесно связана с вышележащей зоной *Acanthohoplites nolani* и ее, возможно, следует включать в клансейский горизонт и относить к нижнему альбу.

Отложения нижнего апта в Копет-Даге характеризуются большой мощностью, которая в центральной части Копет-Дага достигает 525 м, а к северо-западу уменьшается до 240 м (Луппов, Сиротина, Товбина, 1960). Отложения трех зон различаются по литологическим особенностям. Нижняя зона в большей части Копет-Дага выражена мергелями с характерной палочковидной отдельностью, которые чередуются с пластами известковистых песчаников, алевролитов и ракушнякав. Литологически она почти не отличима от нижележащих верхнебарремских отложений и в прежних работах составляющие ее отложения включались в верхний баррем. В северо-западных разрезах Копет-Дага мергели заменяются известковистыми и глинистыми алевролитами. Средняя зона сложена преимущественно глинистыми алевролитами и характеризуется присутствием маломощных пластов ракушнякав и орбитолиновых известняков. В основании ее нередко присутствует фосфоритовый горизонт, содержащий фосфоритовые ядра аммонитов. Верхняя зона отличается значительным развитием массивных и косослонистых песчаников.

В северо-западной части Туркмении мощность нижнеаптских отложений значительно меньше, чем в Копет-Даге (Богданова, Луппов, Яхнин, 1963). В Большом Балхане она равна 150—170 м, в Куба-Даге и в южной части Туаркыра уменьшается до 80—100 м, а на севере Туаркыра — до 20 м. Две нижние зоны в этих районах представлены глинистыми алевролитами, чередующимися с пластами известковистых песчаников и оолито-детритовых песчаных известняков. Верхняя зона в Туаркыре залегает на подстилающих слоях с явным размывом и начинается конгломератом, выше которого лежат массивные песчаники с конкрециями, а в самых северных разрезах зона эта представлена только полуметровым пластом конгломерата. На Красноводском полуострове нижнеаптские отложения местами лежат трансгрессивно на палеозойских породах.

Руководящими аммонитами двух нижних зон являются представители рода *Deshayesites*: в первой — *Deshayesites weissii* (Neum. et Uhlig.), *D. bodei* (Koen.), во второй — *D. deshayesi* (Leum.), *D. dechyii* (Papp.), *D. consobrinoides* (Sinz.). В верхней зоне вместе с зональным видом *Dufrenoya furcata* (Sow.) весьма обычны *Cheloniceras seminodosum* (Sinz.). Из двустворчатых моллюсков многочисленны *Barbatia aptiensis* (Pict. et Camp.), *Pterotrigonia vectiana* (Luc.), *Exogyra latissima* (Lam.), *Plicatula carteroni* Orb. и др. Нередко встречаются морские

ежи — *Heteraster fittoni* Desor, *Toxaster argilaceus* (Orb.), *Pyrina pygaea* Desor, а в Копет-Даге также орбитолины — *Orbitolina arenosa* Mamontova.

Верхнеаптские отложения в Копет-Даге характеризуются особенно большой мощностью. Она достигает почти 900 м на юге Западного Копет-Дага и уменьшается до 400 м у Казанджика (Луппов, Сиротина, Товбина, 1960). Нижняя зона представлена невыдержанной в литологическом отношении толщей, состоящей преимущественно из алевролитов, или из чередования алевролитов с песчаниками и местами с аргиллитами. В основании верхнего апта обычно присутствует пачка мергелей. Средняя зона отличается развитием мощных пачек песчаников с шаровыми конкрециями, чередующихся с алевролитами. Наконец, верхняя зона сложена в основном рыхлыми глинистыми алевролитами и аргиллитами с септариевыми конкрециями. На северо-западе Копет-Дага, у Казанджика отложения верхней зоны резко уменьшаются в мощности и местами представлены лишь двумя маломощными фосфоритовыми горизонтами и разделяющей их 10-метровой пачкой глинистых алевролитов.

В Туаркыре и в Большом Балхане мощность верхнеаптских отложений равна 300—350 м. Представлены они чередованием глин, песчаников и алевролитов в разных соотношениях (Богданова, Луппов, Яхнин, 1963). Песчаники обычно содержат крупные известково-песчаные конкреции, в глинах и алевролитах верхней зоны присутствуют более мелкие септариевые конкреции.

Руководящими аммонитами нижней зоны являются *Epicheloniceras subnodoscostatum* (Sinz.), *Ep. buxtorfi* (Jacob), *Ep. intermedium* (Kasapinsky), вместе с которыми нередко представители рода *Colombiceras* и развернутые аммониты — *Ammonitoceras pavlowi* (Wassil), *Am. wassiliewskyi* Reppig. Для средней зоны характерны *Parahoplites melchioris* Anth. и другие виды этого рода, а также *Colombiceras tobleri* (Jacob). Верхняя зона характеризуется видами рода *Acanthohoplites* — *Ac. aschiltaensis* (Anth.), *Ac. bigoti* (Seun.), *Ac. sp. n. aff. uhligi* (Anth.) и др., а также представителями рода *Diadochoceras*.

Раковины двустворчатых моллюсков особенно многочисленны в нижней зоне, где они образуют ракушняки и устричные банки. Здесь встречаются *Cucullaea glabra* Park., *Grammatodon carinatus* (Sow.), *Pterotrignia geokderensis* Savel., *Linotrigonia archiaciana* (Orb.), *Exogyra latissima* (Lam.) и др. В верхней зоне появляются *Thetironia laevigata* (Sow.) и *Aucellina caucasica* (Buch), более многочисленные в вышележащих слоях нижнего альба.

Аптские отложения, сходные с туаркырскими, вскрыты буровыми скважинами в Северных Каракумах (Верескун и др., 1963; Брюн, Радиокевич, Смолко, 1963). Они представлены глинами, алевролитами и песчаниками и достигают мощности 250—300 м. Нижняя часть разреза, характеризующаяся присутствием пластов органогенно-оолитового известняка, может быть отнесена к нижнему, а верхняя, лишенная таких пластов, — к верхнему апту; однако граница между подъярусами точно не установлена. К югу мощность аптских отложений увеличивается и в Низменных Каракумах, у Казы, она достигает, по В. Т. Кривошееву, почти 450 м.

В восточных районах Туркмении характер аптских отложений изменяется. В Бадхызе они еще сохраняют некоторое сходство с копетдагским аптом, но резко сокращаются в мощности до 155 м (Урманова, 1961). К нижнему апту С. Х. Урмановой отнесена толща глин с двумя пачками органогенных и оолитовых известняков общей мощностью 78 м. Из ископаемых здесь встречаются лишь немногие виды двустворчатых моллюсков, брахиопод и морских ежей, обычные в нижнем апте Копет-Дага, а также орбитолины, представленные новым видом *Orbitolina badhysica* Mamontova. Верхнеаптские отложения, имеющие мощность 77 м, выражены глинами с тонкими прослоями известняка. По наличию характерных аммонитов устанавливается наличие зоны *Parahoplites melchioris* и покрывающих ее акантогоплитовых слоев. Нижняя зона верхнего апта в Бадхызе аммонитами не охарактеризована.

В районе дельты Мургаба к аптскому ярусу может быть отнесена толща темных глин, чередующихся с пластами песчаника и известняка, вскрытая скважинами на глубинах свыше 2500 м (Тектоника и нефтегазоносность ..., 1963). Граница с

альбом здесь точно не установлена, и потому указываемая мощность апта (100—110 м), возможно, меньше действительной.

На крайнем востоке, в Гаурдак-Кугитангском районе характер аптских отложений изменяется. Нижний подъярус выражен здесь, по Н. П. Луппову (1959), в лагунных фациях и, вместе с верхним барремом, сложен гипсами, гипсоносными аргиллитами и песчаниками, составляющими верхнюю часть окузбулакской свиты*. К верхнему апту относятся морские отложения, слагающие калигрекскую свиту. Эта свита, при мощности от 40 до 100 м, состоит внизу из частого чередования зеленовато-серых глин с пластами органогенно-оолитовых известняков, а выше—из чередования глин и песчаников. Из ископаемых в ней преобладают раковины и ядра, двустворчатых моллюсков, в особенности крупных устриц—*Exogyra latissima* (L a m.), *Liostrea leymerii* (Desh.) и др. Очень редки остатки аммонитов, относящихся к характерному для верхнего апта виду *Parahoplites melchioris* A n t h u l a.

АЛЬБСКИЙ ЯРУС

Отложения альбского яруса выражены в морских фациях на всей территории Туркмении. Подобно аптским, они представлены почти исключительно терригенными горными породами и, благодаря наличию во всем разрезе остатков руководящих аммонитов, легко поддаются зональному расчленению. Различия в мощностях между геосинклинальной и платформенной областями сохраняются, но становятся менее резкими. Особенностью альбских отложений является нередкое наличие перерывов в напластовании и выпадение из разреза отдельных горизонтов.

Как уже отмечено выше, нижняя граница альба проводится нами по основанию зоны *Acanthohoplites nolani*, что соответствует точке зрения, распространенной в советской литературе. Зональное деление альбских отложений Туркмении имеет следующий вид:

Нижний альб: 1) зона *Acanthohoplites nolani*;

2) зона *Hypacanthoplites jacobii*;

3) зона *Leymeriella tardefurcata*.

Средний альб: 4) зона *Douvilleiceras mammillatum*;

5) зона *Hoplites dentatus*;

6) зона *Anahoplites intermedius* и *A.asiaticus*;

7) зона *Anahoplites daviesi*.

Верхний альб: 8) зона *Anahoplites rossicus*;

9) зона *Hysterocheras orbignyi* и *Pervinquieria inflata*;

10) зона *Stoliczkaia dispar* и *Lepthoplites falcoides*.

Две верхние зоны верхнего альба поддаются более подробному расчленению.

Нижнеальбские отложения почти всюду в Туркмении характеризуются значительным развитием глинисто-алевроитовых пород. Наиболее полно отложения этого подъяруса развиты в Копет-Даге, где все три зоны отчетливо выражены и хорошо охарактеризованы руководящими аммонитами (Глазунова, 1953; Соколов, 1958; Луппов, Сиротина, Товбина, 1960). В большей части Копет-Дага нижнеальбские отложения лежат согласно на верхнеаптских и представлены глинисто-алевроитовыми породами с септариевыми конкрециями и, в меньшей мере, песчаниками; последние приурочены преимущественно к средней зоне. В северо-западных разрезах (Данатинский хребет, Малый Балхан) нижнеальбские отложения залегают на верхнеаптских отложениях с размытом и, начинаясь маломощным фосфоритовым конгломератом, представлены однородной толщей глин с септариевыми конкрециями и редкими прослоями мергелей. Мощность нижнего альба в Копет-Даге изменяется в широких пределах от 140 до 600 м.

* Некоторые исследователи (В. Д. Ильин и др.) относят лагунные отложения целиком к баррему, а морские отложения калигрекской свиты считают аналогом всего апта.

В Туаркыре разрез нижнего альба менее полон. Здесь почти полностью отсутствует средняя зона, а отложения зоны *Leymerilla tardefurcata* лежат на подстилающих слоях с отчетливым размывом, начинаясь пластом конгломерата (Богданова, Луппов, Яхнин, 1963). В строении нижеальбских отложений Туаркыра участвуют песчаники, глины и алевролиты в разных соотношениях. Разрез очень непостоянен, а мощность изменяется в пределах от 22 до 120 м.

На востоке Туркмении нижеальбские отложения отчетливо выделяются в Бадхызе и в Гаурдак-Кугитангском районе. В Бадхызе они характеризуются небольшой мощностью (менее 60 м), залегают согласно на аптских отложениях и представлены глинами с конкрециями. Находки руководящих аммонитов свидетельствуют о наличии здесь всех трех зон нижнего альба (Урманова, 1961). В Гаурдак-Кугитангском районе мощность нижеальбских отложений более значительна и достигает 150 м. Они залегают с размывом на верхнеаптских отложениях и представлены в нижней части пачкой песчаников, переходящих местами в конгломераты, а выше толщей глин с конкрециями. Находки руководящих аммонитов позволяют отнести нижнюю пачку к зоне *Acanthohoplites nolani*, а низы глинистой толщи — к зоне *Hypacanthoplites jacobi* (Луппов, 1959). Более высокие горизонты глин, не содержащие остатков аммонитов, очевидно, соответствуют верхней зоне нижнего альба.

Для отложений нижнего альба Туркмении характерны аммониты родов *Acanthohoplites*, *Hypacanthoplites*, *Leymeriella*. Нижняя зона характеризуется видами *Acanthohoplites nolani* (Seu n.), *A. bigoureti* (Seu n.), *A. trautscholdi* (Sim., Bac. et Sorok.) и другими видами этого рода. Для средней зоны руководящими формами являются аммониты рода *Hypacanthoplites*—*Hypacanthoplites jacobi* (Collet), *H. tscharloakensis* Glasun. и др. Для верхней зоны характерны аммониты *Leymeriella tardefurcata* (Leu m.), *L. rencurelensis* Jacob., *L. bogdanovitschi* (Natzky) Glasun. и др., а также *Hypacanthoplites milletianus* (Orb.). Из двустворчатых моллюсков наиболее распространены в нижеальбских отложениях *Aucellina caucasica* (Busch), *A. aptiensis* (Pompr.), *Thetironia caucasica* (Eichw.) и другие виды этих родов, раковины которых образуют массовые скопления в породах нижних зон.

Для отложений среднего альба в южных и западных районах Туркмении характерно значительное развитие массивных песчаников, содержащих крупные шаровые конкреции.

В Копет-Даге песчаники слагают большую часть среднеальбской толщи и только в нижней зоне значительная или даже преобладающая роль принадлежит глинисто-алевритовым породам. В целом разрез среднего альба очень полон и все зоны хорошо охарактеризованы руководящими аммонитами (Глазунова, 1953; Соколов, 1958; Луппов, Сиротина, Товбина, 1960). Однако непрерывная последовательность нередко нарушается наличием размывов, в разных участках приуроченных к разным частям разреза. В результате этого, некоторые зоны местами сильно сокращаются в мощности или даже полностью выпадают из разреза. Общая мощность среднего альба в более полных разрезах изменяется от 230 до 300 м. Нередко она сильно сокращается, а в Гяурс-Даге, по наблюдениям В. Б. Сапожникова, средний альб местами полностью выпадает из разреза.

В Туаркыре и в Большом Балхане, в отличие от Копет-Дага, массивные песчаники слагают в основном нижнюю часть разреза, тогда как выше значительное развитие приобретают глинистые алевролиты. Разрез менее полон, чем в Копет-Даге, так как верхняя зона почти всюду размыта перед накоплением вышеальбских отложений (Богданова, Луппов, Яхнин, 1963). В основании среднего альба в Туаркыре нередко наблюдается валунный конгломерат, залегающий на подстилающих слоях с явным размывом. Мощность среднего альба в Туаркыре изменяется от 85 до 200 м в Большом Балхане она около 200 м.

Среднеальбские отложения восточных районов Туркмении отличаются от вышеописанных развитием ракушняковых известняков. Появление таких известняков, правда, незначительной мощности, отмечается в Бадхызе. Здесь, при общей мощности среднего альба свыше 160 м, нижняя зона сложена алевролитами, а более

высокие слои — главным образом глинами с прослоями ракушнякового известняка (Урманова, 1961).

Восточнее, в Гаурдак-Кугитангском районе почти весь разрез среднего альба представлен чередованием глин и ракушняковых известняков, среди которых в верхней части присутствует пачка плитчатых мергелей. Мощность среднего альба здесь достигает 150—160 м (Луппов, 1959; Ильин, 1961).

Комплекс ископаемых в среднеальбских отложениях Туркмении более разнообразен, чем нижнеальбский. В нижней зоне руководящими аммонитами являются представители родов *Douvilleiceras*, *Cleonicer* и *Sonneratia*, из которых первые два рода распространены во всех районах, тогда как *Sonneratia* известны главным образом из Туаркыра. Вторая зона характеризуется присутствием *Hoplites dentatus* (Sow.), *H. benettianus* (Sow.), и других видов этого рода. Для более высоких слоев среднего альба руководящими формами являются аммониты рода *Anahoplites* — *Anahoplites intermedius* Spath., *A. asiaticus* Glasun., *A. deviesi* Spath. и др. Из двустворчатых особенно характерны иноцерамы — *Inoceramus concentricus* Park., *In.salomoni* Orb., *In.mandibula* Mor dv.

На востоке Туркмении, в Гаурдак-Кугитангском районе комплекс среднеальбских аммонитов более беден. Лишь нижняя зона охарактеризована здесь довольно многочисленными аммонитами родов *Cleonicer* и *Douvilleiceras*. Выше аммониты редки и среди ископаемых распространены в основном устрицы и другие двустворки, а также гастроподы и морские ежи.

Верхнеальбские отложения в южных и западных районах Туркмении повсюду лежат с размывом на подстилающих отложениях. Строение их в разных районах неодинаково.

В Копет-Даге две нижние зоны сложены массивными песчаниками с шаровыми конкрециями. Верхняя зона более разнообразна в литологическом отношении и сложена то целиком песчаниками, то аргиллитами и песчаниками, то плитчатыми мергелями (Луппов, Сиротина, Товбина, 1960; Атабекян, Лихачева, 1961). Общая мощность отложений обычно изменяется в пределах от 150 до 275 м.

В Туаркыре весь разрез верхнего альба выражен массивными песчаниками с рядами шаровых конкреций, нередко обогащенными фосфоритовым гравием (Соколов, 1958; Богданова, Луппов, Яхнин, 1963). Мощность их 75—100 м. Близкая к туаркырской мощность верхнего альба наблюдается и в Большом Балхане, где, помимо песчанников, в разрезе присутствуют и алевролиты.

Характерной особенностью верхнеальбских отложений рассматриваемых районов является наличие следов нескольких размывов, вызывающих выпадение из разреза иногда довольно значительной толщи. Наличие несогласия в основании зоны *Anahoplites rossicus* прослеживается в тех местах, где эта зона сохранилась от последующего размыва. Почти повсеместно наблюдается размыв в основании второй зоны, которая нередко залегает на среднем альбе, а в Гяурс-Даге лежит местами на отложениях нижнего альба. В Туаркыре эта зона подстилается довольно мощным (до 1 м) фосфоритовым конгломератом. Несогласное залегание верхней зоны прослеживается отчетливо лишь на небольшой площади в северо-западной оконечности Копет-Дага и в Малом Балхане, где оно было отмечено еще А. Д. Нацким. Но глубина размыва здесь очень велика и в Малом Балхане верхи альбского яруса, представленные лишь маломощной (в несколько метров) пачкой плитчатых мергелей, местами залегают прямо на разных горизонтах верхнего апта.

На востоке Туркмении верхнеальбские отложения существенно отличаются от описанных. В Гаурдак-Кугитангском районе они лежат согласно на среднеальбских отложениях и представлены глинистой толщей с редкими прослоями ракушняков. Мощность их достигает 100 м (Луппов, 1959; Ильин, 1961). Глинистый тип верхнеальбских отложений развит и в Бадхызе, где мощность этого подъяруса уменьшается до 30 м (Урманова, 1961).

Комплекс аммонитов верхнего альба Туркмении довольно разнообразен. В нижней зоне распространены почти исключительно *Anahoplites rossicus* (Sin z.) и близ-

кие к нему виды, вместе с которыми в Копет-Даре найден *Dipoloceras cristatum* (Brug.). Вышележащие слои характеризуются развитием аммонитов группы *Anahoplites michalskii* (Semen.), представителей рода *Epihoplites* и многочисленных килеватых аммонитов родов *Pervinqueria* и *Hysterocheras*. Для верхней зоны характерны, главным образом, аммониты родов *Stoliczkaia*, *Lepthoplites* и *Callihoplites*. Из двустворчатых моллюсков наиболее характерны *Inoceramus anglicus* Woods, *In. sulcatus* Park. и *Aucellina gryphaeoides* (Sow.). Нередки морские ежи—*Epiaster kemali* Weber.

На востоке, в Гаурдак-Кугитангском районе комплекс ископаемых существенно отличен. Здесь особенно характерны местные виды тригоний (*Linotriconia danovi* Savel. и др.), а также морские ежи рода *Hemaster*. С западными районами сближает лишь присутствие довольно многочисленных анагоплитов—*Anahoplites michalskii* (Semen.) и близких к нему видов, а также редких аммонитов рода *Pervinqueria* (Луппов, 1959; Ильин, 1961).

В равнинных районах Туркмении, где альбские отложения вскрыты буровыми скважинами, уверенное разделение их на подъярусы затруднительно. В Северных и Центральных Каракумах альбский ярус выражен толщей глин, песчаников и алевролитов, мощность которых колеблется в пределах 280—340 м (Верескун, Габриэлянц и др., 1961; Брюн, Радюкевич, Смолко, 1963). Находки в низах толщи нижнеальбских аммонитов—*Acanthohoplites trautscholdi* (Simon., Basset Sorok.), а в верхах характерной для верхнего альба ауцеллины—*Aucellina gryphaeoides* (Sow.) определяют границы этого яруса. Юго-восточнее, в районе дельты Мургаба значительная роль в разрезе принадлежит глинам, которые в верхней части чередуются с пластами алевролитов, песчаников и известняка. Неясность положения границы между аптом и альбом не дает возможности уверенно установить мощность альбского яруса в этом районе, которая приблизительно определяется величинами 450—520 м.

N. P. LUPPOV

THE LOWER CRETACEOUS DEPOSITS OF TURKMENISTAN

Abstract

In Turkmen Soviet Socialist Republic the Lower Cretaceous deposits are spread almost everywhere. In mountain regions they outcrop at the earth surface but at the plains they are concealed under younger sedimentary strata. In the southern regions the Lower Cretaceous deposits are expressed in marine facies and they attain thickness in Kopet-Dag from 3000—3500 m. To the northwest, north and east the marine deposits are partly replaced by lagoonal and continental ones and their general thickness is decreased down to 900—500 m. The marine deposits are characterized by considerable development of carbonate rocks in the lower part of the section and by the almost exceptional terrigenous composition of the upper part of the section. The lagoonal and continental deposits are represented by red terrigenous rocks and partly by gypsum and dolomite in lagoonal facies.

Only in Kopet-Dag and in Great Balkhan the Valanginian and Hauterivian stages are represented by marine principally carbonate deposits. Some bivalves, gastropods and echinoids are typical fossils. The substages are not distinguished. In the north-west (Kubadagh) the marine deposits are alternated with lagoonal and in the north (Tuarkyr, the northern Karakum) there are developed only lagoonal and continental deposits.

The Barremian stage is characterized by the wide—spread occurrence of marine deposits. There are established almost everywhere the lower and upper stages. The Lower Barremian is characterized by the distribution of limestones while the Upper Barremian by the distribution of marls and clay limestones in the south which are replaced by calcareous sandstones and siltstones in the north-west and in the north. Orbitolins and some bivalves are the guide fossils of the Lower Barremian while the original complex of ammonites is a guide fossil of the Upper Barremian. In the north

in Tuarkyr the marine deposits of the Lower Barremian are gradually replaced by the continental deposits and in the east in Gaurdak-Kugitang region the lagoonal deposits with thick strata of gypsum are of great importance.

The Aptian and Albian stages are almost only represented by the marine deposits. There are predominant terrigenous deposits: sandstones, siltstones, clays and argillites in their composition. Only in the eastern regions the limestones are of rather great importance. Due to the presence of numerous remains of ammonites the Aptian and Albian deposits are subdivided not only into substages but also into zones. The determination of some zones is difficult in Gaurdak-Kugitang region where the findings of ammonites are rare. In flat regions where the deposits are known from materials of boring the reliable determination of substages is not always possible. The presence of breaks causing the disappearing of some horizons from the section is characteristic feature of the Aptian and Albian deposits. The continental deposits of the Aptian and Albian age are absent in Turkmenistan and lagoonal deposits are known only in the east in Gaurdak-Kugitang region where they form the Lower part of the Aptian stage.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзберг Р. Е. Меловые отложения Приамударьинского района Юго-Восточной Туркмении. Тр. ВНИГНИ, вып. 35, 1961.
- Атабекий А. А. и Лихачева А. А. Верхнемеловые отложения Западного Копет-Дага. Пробл. нефтегаз. Средней Азии, вып. 10. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 62, 1961.
- Богданова Т. Н. Пелелиподы валанжина Копет-Дага и их стратиграфическое распределение. Пробл. нефтегаз. Средней Азии, вып. 2. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, 1961.
- Богданова Т. Н., Луппов Н. П. и Яхнин Э. Я. К стратиграфии аптских и альбских отложений Туаркыра. Пробл. нефтегаз. Средней Азии, вып. 14. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 109, 1963.
- Брюн И. С., Радюкевич Н. М. и Смолко А. И. Геологический разрез скважины № 101, пробуренной в центральной части Каракумов. Пробл. нефтегаз. Средней Азии, вып. 14. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 109, 1963.
- Верескун В. Л., Габриэлянц Г. А., Кривошеев В. Т. и Гендлер С. А. Характеристика вещественного состава меловых и палеогеновых отложений Центральных Каракумов. Тр. ВНИГНИ, вып. 35, 1961.
- Глазунова А. Е. Аммониты апта и альба Копет-Дага, Малого и Большого Балхана и Мангышлака. Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1953.
- Ильин В. Д. Стратиграфия и фауна альбского яруса Западного Узбекистана и сопредельных районов Восточной Туркмении. Тр. ВНИГНИ, вып. 35, 1961.
- Лобачева С. В. Представители рода из неокома Копет-Дага и Большого Балхана. Пробл. нефтегаз. Средней Азии, вып. 2. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, 1961.
- Луппов Н. П. Стратиграфия нижнемеловых отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Тр. ВНИГНИ, вып. 23, 1959.
- Луппов Н. П. и Калугин П. И. Нижний мел. Геология СССР, т. 22, Туркменская ССР, ч. 1. Геологическое описание. Госгеолтехиздат, 1957.
- Луппов Н. П., Сиротина Е. А., Товбина С. З. К стратиграфии аптских и альбских отложений Копет-Дага. Пробл. нефтегаз. Средней Азии, вып. 1. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 42, 1960.
- Марченко В. И. Неоком Копет-Дага. Пробл. нефтегаз. Средней Азии, вып. 11. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 78, 1962.
- Прозоровский В. А., Коротков В. А., Мамонтова Е. В., Порецкая Е. Л. Неоком Западной Туркмении. Пробл. нефтегаз. Средней Азии, вып. 6. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 51, 1961.
- Соколов М. И. Фауна альбских отложений Западной Туркмении, Южного Устюрта и Мангышлака. Тр. ВАГТ. Материалы по региональной геологии, вып. 4, 1958.
- Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Под ред. Г. Х. Дикенштейна. Госоптехиздат, 1963.
- Товбина С. З. О верхнебарремских аммонитах Туркмении. Пробл. нефтегаз. Средней Азии, вып. 14. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 109, 1963.
- Урманова С. Х. К стратиграфии нижнемеловых отложений Горного Бадхыза. Изв. АН ТССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1961, № 3.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРАКУМОВ

Начало изучения верхнего мела центральной части Каракумов было положено бурением скв. 1 на бугре Зеагли, керн которой исследован в 1944 г. Н. П. Лупповым (1945). На основании анализа геологических материалов по этой скважине Н. П. Луппов дал первое описание сеноманских и туронских отложений, вскрытых под неогеном.

В 1954 г. В. В. Прусов (1956) впервые выделил отложения датского яруса и верхов маастрихта в скв. 69 и 83, пробуренных в районе пос. Дарваза. Об остальных ярусах верхнемеловой эпохи до начала региональных буровых работ (1957 г.), проводимых Управлением геологии и охраны недр при Совете Министров ТССР в большом объеме в Каракумах, ничего не было известно. Подробное описание их было дано в геологических отчетах, составленных Г. А. Габриэлянцем, А. Г. Блисковкой, В. А. Верескуном, Л. П. Громовой и Г. И. Чирвой в 1959 и 1960 гг.

В статье А. А. Габриэлянца, В. Т. Кривошеева, Л. П. Громовой и А. Г. Блисковки (1963) даны обобщения всех имеющихся данных по стратиграфии, литологии и фациальным особенностям верхнего мела района Серного завода и Дарвазы.

В настоящей статье приводятся некоторые дополнения к стратиграфии верхнего мела районов Серного завода и Дарвазы, а также новые данные по стратиграфии верхнего мела склонов Центрально-Каракумского сводового поднятия.

СЕНОМАНСКИЙ ЯРУС

Отложения сеноманского яруса наиболее детально изучены в районе Серного завода — Дарвазы, где они пройдены тридцатью разведочными и структурно-профильными скважинами. Южнее они вскрыты скважинами в районе поселков Казы, Ербент и к северу от последнего; севернее Серного завода — полностью пройдены тремя скважинами на профиле Ашхабад — Ташауз и в районе урочища Акча-Кая. Обработка этих материалов произведена в основном В. А. Верескуном, В. Т. Кривошеевым и др. Как и на всей территории Туркмении, сеноманские отложения изучаемого района представлены обломочными породами.

В пределах описываемого района, по данным В. Т. Кривошеева, наблюдается некоторое литологическое различие их в северном и южном участках. Разрез сеномана северного участка, охватывающего район Дарвазы, Серного завода, Акча-Кая и Ташауза, более чем на 50% по мощности сложен песчаными породами, остальная часть приходится на алевриты и глины. Несколько южнее поселка Серный завод в разрезе сеномана преобладают в основном алевролиты глинистые, нередко переходящие в глины. Песчаные породы встречаются значительно реже, чем в северных районах. Исключение составляют скважины, пробуренные у колодцев Казы, где сеноманские отложения представлены так же, как и на северном склоне свода в основном

песчаными породами. Пески и песчаники сеномана обычно мелко- и среднезернистые, зеленовато- и темно-серые, полевошпатово-кварцевые, слабо известковистые. Пески встречаются значительно чаще, чем песчаники. В нижней и верхней частях разреза они образуют пласты мощностью 4—5 м.

Алевриты темно- и светло-серые, с зеленоватым оттенком, слюдистые, слабо известковистые, глинистые. Они приурочены в основном к нижней части разреза и суммарно составляют менее одной пятой мощности яруса. Глины темно-серые с зеленоватым оттенком, в основном монтмориллонитовые, реже гидрослюдистые, жирные наощупь, плотные, с примесью алевритового материала. На долю глин суммарно приходится около четверти общей мощности, развиты они в основном в средней части разреза.

Обнаруженные палеонтологические остатки позволяют уверенно провести границу между сеноманом и туроном и установить присутствие в разрезе явно верхнесеноманских отложений. С меньшей достоверностью проводится граница между сеноманом и альбом и предположительно выделяются нижнесеноманские отложения.

Граница между сеноманом и туроном проводится по смене типично сеноманских форм *Inoceramus cripsi* Mantell, *I. aff. pictus* Sow. туронскими *I. cf. labiatus* Schloth. К тому же на границе смены фауны в разрезе наблюдается слой темно-серого песчаника с включениями галек фосфоритов, уже относящийся к отложениям туронского яруса. Распределение фауны в разрезе сеноманских отложений неравномерное — в основном они сосредоточены в верхней части. По имеющимся данным, сеноманские отложения можно разделить на две части.

В верхней части мощностью около 80 м Л. П. Громовой была встречена фауна указывающая на сеноманский возраст этой части отложений, точнее, на верхнесеноманский. Так, здесь обнаружены *Inoceramus cripsi* Mantell, известный из сеноманских отложений всего мира, и *I. revelatus* Keyser, характерный для сеномана севера Русской платформы, а также *I. aff. pictus* Sow., который большинством палеонтологов указывается из верхнесеноманских отложений. Таким образом, верхняя часть разреза сеномана, по всей вероятности, соответствует верхнесеноманскому подъярису. Ниже по разрезу, до слоя с *Aucellina gryhaeoides*, отнесенного к верхнеальбскому подъярису, остатков микрофауны не было обнаружено. Непрерывность разреза, то есть отсутствие крупных разрывов в верхнеальбско-сеноманско-туронской толще позволяет условно выделить между безусловно верхнеальбскими и верхнесеноманскими отложениями отложения нижнесеноманского подъяруса. Границу между верхне- и нижнесеноманскими отложениями в связи с отсутствием палеонтологических данных провести точно не удается.

Микрофаунистические остатки (фораминиферы) в отложениях сеномана также встречаются редко в небольшом количестве и плохой сохранности. По определению Г. И. Чирвы, здесь встречен следующий комплекс фораминифер: *Marssonella oxycona* Reuss, *Gaudryina filiformis* Berth., *Fronicularia apiculata* Orb., *Globigerinella aspera* Ehrenb., *Globigerina cretacea* Orb., *Rotudina ordinaria* Subb., *Anomalina* ex gr. *cenomanica* Brotz., *A.* ex gr. *ammonoides* (Reuss), непротиворечащий, по её мнению, сеноманскому возрасту вмещающих пород, а *Anomalina* ex gr. *cenomanica* Brotz. является типично сеноманской формой.

Мощность сеноманских отложений в районе Серного завода и Дарвазы на северном склоне Центрально-Каракумского свода колеблется незначительно — в пределах 175—200 м. На профиле Ербент—Серный завод полная мощность сеномана не вскрыта ни одной скважиной. Максимальная вскрытая мощность здесь равна 138 м. В районе колодца Казы мощность сеноманских отложений равна 270 м.

ТУРОНСКИЙ ЯРУС

Отложения туронского яруса на исследуемой территории вскрыты более чем 150 структурными скважинами, так как кровля турона является маркирующим горизонтом при проведении структурного бурения в Центральных Каракумах. Геологи-

ческая обработка материалов по этим скважинам производилась главным образом В. А. Верескуном, Г. А. Габриэлянцем и В. Т. Кривошеевым.

В районе Серного завода и Дарвазы туронские отложения представлены в основном терригенными осадками, и только в самых верхах толщи (15—20 м) встречено несколько маломощных слоев известняков. В целом туронский комплекс пород в центральной и северной частях песчано-алевритовый. Алевролиты и алевриты составляют по мощности несколько меньше половины разреза, пески и песчаники—третью часть, глины — около одной пятой части и известняки—2—3%.

На южном склоне Центрально-Каракумского свода туронский разрез становится более алевролитовым и известняковым, мощности известняковых слоев здесь увеличиваются до 40—55 м, а в самых южных скважинах, вскрывших турон (район Ербента), слои известняков встречаются и в средней части туронской толщи пород. В районе колодцев Казы туронские отложения представлены в основном переслаиванием известняков и глин. В северной части свода туронские отложения сложены преимущественно песчаными породами; алевролиты имеют подчиненное значение, а известняковые породы вовсе отсутствуют.

Несмотря на некоторые литологические различия пород туронского возраста, на различных участках свода вещественный состав их весьма сходен.

Пески и песчаники обычно тонко- и мелкозернистые, зеленовато-серые, полевошпатово-кварцевые, слюдяные с глауконитом и пиритом; алевролиты темно-серые с зеленоватым оттенком, слабо сцементированные, известковистые; глины темно- и светло-серые с зеленоватым оттенком, гидрослюдистые и монтмориллонитовые, плотные, слабо известковые, алевритовые, с рассеянным пиритом; известняки зеленовато- и светло-серые, плотные, очень крепкие, криптокристаллические, мелкозернистые обломочные и органогенно-обломочные.

Возраст описанных отложений установлен на основании изучения богатого комплекса ископаемых остатков головоногих и пластинчатожаберных моллюсков и фораминифер.

Как указывалось при описании отложения сеноманского яруса, нижняя граница турона устанавливается по появлению типично туронской фауны *Inoceramus labiatus* Schlot., обычно характеризующей нижнетуронский возраст вмещающих отложений. Кроме этой формы, в скважинах, пробуренных в районе Серного завода и Дарвазы, Л. П. Громовой были обнаружены и другие представители рода *Inoceramus*: *I. cuvieri* Sow., встречающийся преимущественно в низах турона, *I. cf. lamarcki* Park., *I. cf. costellatus* Woods, характеризующие верхнетуронский возраст вмещающих пород. Головоногие моллюски представлены многочисленными *Prionotropis* cf. *woolgari* var. *intermedia* Meek, характерными в основном для нижней части верхнего турона. В этих же горизонтах встречены единичные экземпляры *Placenticeras* sp. indet. По всему разрезу туронских отложений встречаются представители рода *Prionocyclus*, среди которых определен до вида *Prionocyclus* cf. *wyomingensis* Meek. В самых верхних горизонтах туронского яруса встречен *Baculites* cf. *romanovskii* Arkh. ang., впервые описанный из туронских отложений Приаралья.

Несмотря на достаточно богатый комплекс фауны, встреченной в туронских отложениях, деление турона на подъярусы не представляется возможным, так как единственная нижнетуронская форма *Inoceramus labiatus* Schlot. имеет широкий диапазон распространения и встречена в одних и тех же горизонтах с *Prionotropis* cf. *woolgari* Meek., характеризующей обычно верхнетуронский возраст вмещающих пород.

Что касается скважин, пробуренных в южной и северной частях свода, то ни в одной из них не была найдена руководящая туронская макрофауна. Возраст их определен по составу микрофауны и сопоставления их с разрезом центральной части Каракумов.

Микрофауна туронских отложений свода намного разнообразнее сеноманского. Здесь Г. И. Чирва определила многочисленные фораминиферы: *Spiroplectamina praelonga* Reuss, *Valvulineria lenticula* (Reuss), *Anomalina ammonoides* (Re-

uss), *An. kelleri* Mjatl., *An. moniliformis* (Reuss), *Gyroidina nitida* (Reuss) и другие, характерные для отложений туронского яруса.

Мощность турона в районе Серного завода и Дарвазы колеблется в пределах 170—250 м; на юге, в районе поселка Ербент, она равна 190 м, у колодца Казы уменьшается до 10 м, а на северном склоне Центрально-Каракумского свода достигает 230 м.

КОНЬЯКСКИЙ ЯРУС

Отложения коньякского яруса повсеместно в центральной части Каракумов подстилаются песчаниками туронского возраста и в разрезе выражены двумя слоями. По данным Ч. К. Балкулиева, изучившего вещественный состав коньякских отложений, нижний слой представлен органогенно-обломочным песчаным известняком светло-серого, серого и зеленовато-серого цвета, с включением кристаллов пирита, обломков микрофауны, стяжений фосфоритов неправильной формы и остатков углефицированного органического вещества. Литологически состав пласта меняется по площади. Органогенный известняк, вскрытый в районе Серного завода, переходит в песчано-глинистый известняк, в направлении колодца Шиних и известковый песчаник в окрестностях Дарвазы. Мощность слоя колеблется от 1,5 до 5 см.

Верхний слой представлен глинами зеленовато-серыми, известковыми, монтмориллонитовыми, плотными, с включениями обломков фораминифер, с многочисленными точечными остатками органических веществ и редкими фосфоритизированными стеблями водорослей. Характерным для этого слоя является наличие в верхней части его многочисленных следов илоедов (размерами 0,2—2 см), выполненных светло-серым карбонатным веществом и расположенных в основном параллельно-наслоению пород. Мощность верхнего слоя изменяется от 0,8 до 2,0 м. К востоку от Серного завода в районе колодца Ата-Кую весь коньякский разрез представлен известковыми глинами темно-зеленовато-серыми, плотными. Общая мощность коньякских отложений на этом участке достигает 7 м.

Коньякский возраст описываемых отложений установлен на основании находки скв. 101) моллюска, определенного В. И. Кузнецовым как *Inoceramus undabandus* (Meek) Adcine и встречающегося только в верхних горизонтах коньякских отложений. Нахождение В. И. Кузнецовым, наряду с указанной формой, таких моллюсков как *Inoceramus* aff. *subquadratus* (Schlüt.) Heine, *I. cf. glatciae* Glägel и *I. aff. fasciculatus* Heine, встречающихся (по Гейне) в верхах коньякских отложений и в нижнем сантоне, не противоречит сделанному выше заключению о возрасте описанных пород. В разрезе коньякских отложений встречены, кроме того, *Spondylus spinosus* Sow. и *Natica cf. geinitzi* Sow.

Коньякский возраст отложений подтверждается определенным Г. И. Чирва комплексом фораминифер: *Gaudryina laevigata* Franke, *Spiroplectamina embaensis* (Mjatl.), *Valvulineria* ex gr. *lenticula* (Reuss), *Gyroidina nitida* (Reuss), *Bolivinita eleyi* Cursch., *Anomalina praeinfrasantonica* Mjatl., *A. moniliformis* (Reuss).

САНТОНСКИЙ ЯРУС

Отложения сантонского возраста в районе Серного завода и Дарвазы представлены маломощными слоями глинистых известняков и мергелей. Находки в них характерных комплексов фораминифер позволили Г. И. Чирва разделить их на два подъяруса, а анализ каротажных диаграмм, проведенный Н. Г. Блиская, Г. А. Габриэлянцем и В. И. Рубаном, — проследить изменение этих слоев на большей части площади. Нижнему сантону на кривой кажущихся удельных сопротивлений соответствует максимум, а верхнему сантону, сложенному более глинистыми известняками и мергелями, — минимум.

Нижнесантонский подъярус представлен известняками глинистыми, органогенными и алевроитистыми, серого, зеленовато-серого и светло-серого цвета, с включениями галек фосфорита (до 3,5 см в поперечнике), стяжений пирита и следами илоедов. Реже отмечаются стебли водорослей длиной 4—5 см и остатки углефицированного органического вещества.

Согласно микрофаунистическим исследованиям Г. И. Чирвы, характерными для нижнесантонских отложений центральной части Каракумов являются следующие виды фораминифер: *Gaudryina carinata* (Cush.), *Ataxophragmium compactum* Brotz., *Gümbelina tessera* Cush., *Heterostomella stephensoni* Cushm., *Valvulineria laevis* Brotz., *A. infrasantonica* Balakh., *Anomalina thalmani* Brotz. *Stensiöina exsculpta* (Reuss). Встреченные здесь *Spiroplectamina embaensis* (Mjatl.), *Gaudryina laevigata* Franke, *Arenobulimina presli* (Rauss), *Valvulineria lenticula* (Reuss) и *Anomalina ammonoides* (Reuss), характерные для турон-коньякского разреза встречаются и в нижнем сантоне.

Верхнесарматский подъярус представлен в основном глинистыми, а местами органогенными известняками и мергелями. Макроскопически породы почти не отличаются от нижнесантонских. Они светло-серого, серого и зеленовато-серого цвета, с участками, переработанными илоедами, с включениями углефицированного вещества, количество которого значительно больше, чем в нижнесантонских отложениях.

Граница между нижним и верхним сантоном принята главным образом по данным микрофауны. Нижняя граница верхнего сантона выделяется по появлению руководящих для него видов фораминифер: *Martinotiella communis* (Orb.), *Bolivinioides strigilata* (Charman), *Anomalina stelligera* Marie, *A. clementiana* Orb., *A. ammonoides* (Reuss) var. *umbilicatus* Mjatl., *Cibicides bullatus* Dolitz (in coll.). Нижнесенонские отложения южной части Центрально-Каракумского свода вскрыты двенадцатью скважинами, пробуренными на участке между Серным заводом и Ербентом, и в основном представлены светло-зеленовато-серыми плотными мергелями, глинами и светло-зеленовато-серыми глинистыми известняками с фауной в плохой сохранности. Мощность нижнесенонских отложений на южных склонах Каракумского свода и на платформе изменяется от 20 м (скв. 13) до 46 м (скв. 10).

Каротажная характеристика описываемых отложений верхов турона и нижнего сенона мало чем отличается от таковой в районе Серного завода и Дарвазы.

Из палеонтологических остатков здесь встречены *Inoceramus* cf. *lamarcki* Park., обломки переотложенного нижнетуронского *Halcoscaphtes* cf. *amudariensis* (Arkhang.), *Scaphites* sp. indet., *Pecten* sp. (определения Л. П. Громовой) и фораминиферы (определения Г. И. Чирвы): *Gümbelina santonica* (Agal.), *Globotruncana globigerinoides* Brotz., *Stensiöina gracilis* Brotz., *S. exsculpta* (Reuss), *Anomalina stelligera* Marie, *A. clementiana* Orb., *A. infrasantonica* Balakh., *A. ex gr. costulata* Marie, *Ataxophragmium compactum* Brotz., *Heterostomella carinata* Franke, *Cibicides eriksdalensis* Brotz., характеризующие нижнесантонский возраст. Кроме того, Г. Г. Джабаровым определен *Inoceramus pachtii* Arkhang.

В северной части исследуемой территории описываемые отложения пройдены четырьмя скважинами (на профиле Серный завод — Ташауз, а также целым рядом структурных и структурно-профильных скважин на профиле Дарваза Акча-Кая).

Нижнесенонские отложения северной части района характеризуются постоянством литологического состава и мощностей. Преобладающее значение в разрезе имеют светло-зеленовато-серые, местами пятнистые мергели и подчиненные — известняки и глины.

Интересно отметить, что подобные пятнистые мергели встречены не только в разрезах Каракумов, но и в Южном Приаралье и на Устюрте, причем возраст их везде определяется как сантонский. Известняки и глины встречаются в виде прослоев небольшой мощности (до 2—3 м). Известняки зеленовато-серые, глинистые; глины темно-зеленовато-серые, известковые, с обломками фауны.

Мощности нижнесенонских отложений изменяются от 12 до 18 м. Возраст их в

описываемом районе определен на основании изучения фораминифер, а в тех скважинах, где отложения данного возраста пройдены без отбора керна, — на основании корреляции каротажных диаграмм. Согласно определениям А. Е. Судаковой и Г. И. Чирва, здесь встречены следующие фораминиферы нижнесенонского возраста *Stensiöina gracilis* Brotz., *S. exsculpta* (Reuss), *Globotruncana globigerinoides* Brotz., *Anomalina stelligera* Marie, *A. infrasantonica* Balakh., *A. umbilicatul* Mjatl., *A. clementiana* var. *clementiana* Orb., *Gümbelina globulosa* Ehrenb., *Bolivinita eleyi* Cushman., *Bolivinitoides opifex* Vassil., *Reussella kelleri* Vassil., *Gyroidina micheliniana* (Orb.), *Gaudryina carinata* Franke, *Cibicides excavatus* Brotz. и др.

КАМПАНСКИЙ ЯРУС

Отложения кампанского яруса повсеместно распространены на исследуемой территории. Разрез их наиболее полно и детально изучен в районе Серного завода — и Дарвазы. Большое сходство литологии, каротажной характеристики и мощностей отложений кампанского яруса и заключенных в них палеонтологических остатков на большом протяжении исследуемой территории позволяет нам разрез кампана Серного завода и Дарвазы принять за опорный, а те особенности разреза, которые характерны только для определенной части свода, указывать отдельно в тексте.

Отложения кампанского яруса представлены главным образом карбонатными породами — мергелями и органогенно-глинистыми известняками. Редко встречаются также прослои известковых и алевритовых глин.

Описываемые породы очень сходны между собой и имеют зеленовато-серый, серый, светло-серый и почти белый цвет, в большинстве своем тонкозернистые, плотные, с неровным и раковистым изломом, слегка шероховатым у алевритовых разностей. По всему разрезу встречаются остатки макрофауны.

Тщательный анализ каротажных диаграмм и петрографической характеристики пород позволяет выделить в разрезе кампанских отложений на наиболее изученной центральной части свода шесть слоев, хорошо выдерживающихся в районе поселков Серного завода и Дарвазы. При общей выдержанности слоев на отдельных участках отмечается увеличение карбонатного вещества в породе и переход мергелей в известняки и наоборот. Три нижних слоя, благодаря находкам руководящих палеонтологических форм, отнесены к нижнему кампану, и три верхних — к верхнему.

Нижнекампанский подъярус. В основании кампанских отложений залегает слой органогенного известняка, который очень хорошо выдерживается на обширной территории центральной части Каракумов. Мощность его колеблется в пределах 3—8 м, оставаясь в большинстве случаев равной 5 м. По каротажной характеристике слой I почти повсеместно отличается повышенными кажущимися удельными сопротивлениями, достигающими 10 ом и отрицательной ПС против пористой средней части слоя. Лишь юго-восточнее Серного завода слой I на каротажных диаграммах изменяет свою характеристику, что связано с уменьшением карбонатности, и ничем не отличается от вышележащего слоя II.

Глинистые известняки и мергели слоя II имеют пелитоморфную структуру, сложены криптокристаллическим кальцитом с примесью глинистого материала и также, как слой I, содержат макро- и микрофаунистические остатки. Мощность слоя II изменяется в больших пределах — от 11 м в районе пос. Кара-Джудьба до 20 м юго-восточнее пос. Серный завод, а в северном направлении от первого пункта мергели постепенно замещаются глинистыми известняками.

Выше по разрезу залегает слой III, который представлен известняками кристаллически-зернистыми, глинистыми, переходящими к северо-западу от пос. Дарваза в органогенные.

Каротажная характеристика слоя III довольно постоянна для всей исследуемой

территории, что соответствует слабой изменчивости литологического состава. Мощность его колеблется в пределах 17—24 м.

Нижнекампанский возраст слоя I устанавливается по обнаруженному Л. П. Громовой в двух скважинах *Micraster cf. schroederi* Stoll, характеризующему низы нижнего кампана во многих областях юга СССР. Нижнекампанскому возрасту слоев I и II не противоречит найденная здесь и определенная Л. П. Громовой форма, похожая на *Isomicraster faasi* Rouchadze, известная из верхнесантонских отложений Копет-Дага и кампана Закавказья. Наличие в слое III морского ежа *Offaster pilula* Lam., характеризующего верхнюю часть нижнего кампана и широко распространенного в Копет-Даге и на Северном Кавказе, позволяет отнести слой III к зоне с *Offaster pilula*. Нижнекампанский возраст описанных выше отложений подтверждается также находками *Inoceramus millari* Petras и *Inoceramus dariensis* Pavlova, характерных для нижнекампанских отложений Северного Кавказа.

Комплекс микрофауны, определенный Г. И. Чирвой: *Marssonella* (Orb.), *Spiroplectammina rosula* (Ehrenb.), *Ataxophragmium orbignyiformis* (Vassil.) *Buliminella carseyae* (Plum.), *Bulvinoides decoratus* (Jones.), *Bolivinoides laevigata* Marie, *Parella white* (Brotz.), *Globotruncana arca* (Cushman.), *Cibicides aktulgayensis* Vassil., *Gemellides arcinus* Vassil., — позволяет установить только нижнюю границу нижнего кампана, поскольку вся ассоциация фораминифер появляется в нижнем кампане и без существенных изменений переходит в верхний. Общая мощность нижнего кампана в центральной части свода колеблется от 35 до 48 м.

Верхнекампанский подъярус. Повсеместно в районе Серного завода Дарвазы нижнекампанские известняки перекрываются слоем IV, представленным мергелями, которые к северо-западу от Дарвазы в своей верхней части переходят в органогенные известняки. Мергели имеют пелитоморфную структуру и сложены криптокристаллическим кальцитом с примесью глинистого материала и органогенных остатков. Органогенные известняки сложены остатками раковин фораминифер. Цементирующим веществом является криптокристаллический кальцит с примесью равномерно распределенного в нем глинистого материала. Мощность слоя IV изменяется от 20 м в районе Дарвазы до 12 м в районе Серного завода.

Следующий слой V верхнего кампана представлен кристаллически зернистыми известняками. Основную часть породы составляет криптокристаллический кальцит с равномерно распределенным в нем глинистым материалом. Незначительная часть приходится на органогенный материал. Это в основном остатки раковин фораминифер плохой сохранности, выполненных микрозернистым кальцитом, в незначительной степени перекристаллизованным. В северо-западной части свода кристаллически-зернистые известняки переходят в известняки органогенные. Органогенный материал представлен остатками раковин фораминифер, выполненных кальцитом. Для описываемой породы характерно присутствие обломочного материала, количество которого достигает 30%. Мощность слоя V довольно постоянна и равняется 8—9 м.

Заканчивается разрез кампана слоем VI пелитоморфных мергелей, переходящих в районе колодца Ших в криптокристаллические известняки. Мергели сложены кальцитом и глинистым веществом с примесью обломочного материала алевроитовой размерности. Встреченные органические остатки выполнены кальцитом. Минеральный нерастворимый остаток в мергелях составляет около 40%, в известняках—25—30%. Мощности слоя VI изменяются в пределах 3—5 м.

Верхнекампанский возраст описанных выше отложений установлен на основании обнаруженных в них *Galeola papillosa* Klein, *Cretirynchia undulate* Rouchadze, *Kingena pentangulata* (Woods), *Inoceramus cf. tauricus* Pavlova, *In. cf. balticus* Boehm., *Ancyloceras cf. retrorsum* Schlut.

На верхнекампанский возраст вмещающих пород указывает также определенный Г. И. Чирвой комплекс фораминифер: *Orbignyna sacheri* (Reuss), *Orbignyna ovata* Hagenow, *Flabellina rugosa* Orb., *Bolivina kalinini* Vassil., *Bolivina plaita* Carsey, *Bolivinita planata* Cushman., *Stensiöina stellaria* Vassil., *Eponides moskvini* (Keller), *Anomalina monterelensis* Marie, *Anomalina rubiginosa* Cushman., *Cibicides spiro-*

punctatus Gall. et Morr. Общая мощность верхнекампанских отложений изменяется в среднем от 28 до 31 м.

Кампанские отложения северной части свода, судя по разрезам скважин, пробуренных на профиле Серный завод—Ташауз, и скважин профиля Дарваза—Акча-Кая, относятся к типу описанного выше разреза района Серный завод—Дарваза.

Разрез кампанских отложений южной части свода несколько отличается от разреза центральной части. И хотя обнаруженных в кернах палеонтологических остатков оказалось недостаточно для выделения подъярусов, можно полагать, что прослеживающиеся здесь две литологические пачки — нижняя известняковая и верхняя в основном мергельная — примерно соответствуют описанным выше подъярусам.

Нижнюю пачку пород слагают известняки глинистые, пелитоморфные, серые и светло-серые с зеленоватым оттенком, состоящие из криптокристаллического кальцита и глинистого вещества. От 10 до 40% породы составляет органогенный материал, представленный раковинами фораминифер. Нерастворимый остаток породы достигает 5—13%.

Верхняя пачка сложена в основном мергелями, серыми и темно-серыми с зеленоватым оттенком, пелитоморфными, плотными и рыхлыми. Нерастворимый остаток составляет от 40 до 60%.

Г. И. Чирва отсюда определила следующий комплекс фораминифер, характеризующий возраст вмещающих пород как кампанский: *Orbignyna sacheri* (Reuss), *O. ovata* Hagenow, *Flabellina rugosa* Orb., *Bolivina kalinini* Vassil., *Bolivina plaita* Carsey, *Bolivinita planata* Cushman, *Stensidina stellaria* Vassil., *Eponides moskvini* (Keller), *Anomalina monterelensis* Marie, *A. rubigninosa* Cushman, *Cibicides spiro-punctatus* (Gall. et Morr.).

Следует отметить, что мощности кампанских отложений в южной части свода значительно возрастают и достигают 130 м.

Граница между кампанским и маастрихтским ярусами Центрально-Каракумского свода проводится уверенно на основании смены палеонтологических остатков, характеризующих кампанский возраст вмещающих пород, на типично маастрихтские. Эта граница четко прослеживается и на каротажных диаграммах, особенно на кривых кажущихся удельных сопротивлений.

МААСТРИХТСКИЙ ЯРУС

Отложения маастрихтского яруса согласно залегают на отложениях кампана и распространены почти на всей исследуемой территории. Отсутствуют они вместе с вышележащими комплексами пород вплоть до миоцена в Ербентском эрозионном врезе и в высоко приподнятых блоках центральной, разбитой тектоническими нарушениями части Центрально-Каракумского свода.

В районе Серного завода и Дарвазы, благодаря полученному здесь богатому фактическому материалу, удалось выделить подъярусы маастрихта, а также наиболее детально изучить литологический состав и характер изменения мощностей.

В центральной части Каракумов маастрихтские отложения представлены в основном кристаллически зернистыми глинистыми и алевроито-глинистыми известняками с прослоями мергелей и известковых глин. Породы светло-серого, почти белого цвета с зеленоватым оттенком, плотные, крепкие, с полураковинистым изломом.

У Дарвазы и Шиниха верхи разреза представлены органогенными известняками, в основном фораминиферами. Наблюдается примесь алевроитового и глинистого материала, присутствуют микроконкреции пирита.

Несмотря на литологическую однородность описанных выше отложений, их каротажные диаграммы хорошо дифференцированы и позволяют выделить в разрезах скважин каротажные реперы, четко прослеживающиеся на всей этой обширной площади.

Выделение нижнемаастрихтского подъяруса произведено на основании находок

в соответствующей части разреза характерного комплекса фораминифер: *Bolivina incrassata* (Reuss), *Bolivinaoides decoratus* (Jones) var. *dracoformis* Vassil., *Anomalina taylorensis* Carsey, *Cibicides bembix* (Marsson), *C. veltzianus* (Orb.). Многие из этих видов являются руководящими для нижнего маастрихта.

Из представителей макрофауны в нижнемаастрихтских отложениях были обнаружены формы, встречающиеся в других областях по всему разрезу маастрихтских отложений: *Zopha falcata* Mort., *Gryphaea similis* Pusch; *Inoceramus decipiensis* Zitt., *Neithea sexangularis* Orb., *Exogyra* (*Amphidonta*) cf. *aralensis* Arkh. Характерны для маастрихтских отложений района Серного завода и Дарвазы *Neithea simbirskensis* (Orb.), *Magas* cf. *pumilus* Sow., встречающиеся обычно по всему верхнему сенону, *Inoceramus* cf. *tegulatus* var. *curta* Dobrov., а также брахиоподы: *Terebratulina gracilis* Schlotheim и *T. bakalowi* Вонс. Мощность нижнего маастрихта изменяется от 45 м на северо-западе от Дарвазы до 7 м на востоке от Серного завода.

Выделение верхнемаастрихтских отложений произведено в результате определения в разрезах скважин северо-западнее и севернее Дарвазы комплекса микрофауны верхнемаастрихтского возраста, а также по находкам в большом количестве *Discoscaphites* cf. *constrictus* Sow. и варьететов этого вида: *Discoscaphites* cf. *constrictus* (Sowerby) var. *tenuistriata* (Кпер) и *Discoscaphites* cf. *constrictus* (Sowerby) var. *niedzwiedski* (Uhlig). Из брахиопод, подтверждающих верхнемаастрихтский возраст вмещающих их отложений, были встречены С.А. Мельниковой *Rhynchonella plicatilis* и *Terebratulla nataliae* Чименков. Кроме приведенных выше форм, в самых верхах маастрихтских отложений были обнаружены *Baculites anceps* var. *leopoliensis* Now. и *Chlamys* cf. *cretosus* Def., встречающиеся в других районах в маастрихтских отложениях, и *Neithea simbirskensis* (Orb.), характерная для всего верхнего сенона.

По данным Г. И. Чирвы, для верхнего маастрихта центральной части Каракумов характерны следующие руководящие формы: *Bolivina decorrens* (Ehrenberg), *Bolivinaoides drasso* (Marsson), *Anomalina praeacuta* Vass., *Cibicides spiropunctatus* Gall. et Morr. Суммарная мощность верхнемаастрихтских отложений изменяется в пределах 0—20 м.

Маастрихтские отложения в южной части свода изучены в двух скважинах у пос. Ербент. В первой из них маастрихтский разрез слагают известняки глинистые (в нижней части) и известняки криптокристаллические (в верхней части); во второй — известняки глинистые с 15-м прослоем мергелей.

Г. И. Чирва в описанных отложениях определен характерный для маастрихтского яруса комплекс фораминифер: *Bolivina incrassata* Reuss, *Bolivinaoides draco* (Marsson), *Orbignyna ovata* Hagenow, *O. sacheri* (Reuss), *Globotruncana stuarti* (Lapp.), *Gyroidina mosuwiri* Orb., *Reussella minuta* (Marsson), *Cibicides bembix* (Marsson). Маастрихтские отложения в северной части свода подобны отложениям разреза района Серного завода и Дарвазы.

ДАТСКИЙ ЯРУС

Отложения датского яруса являются одной из наиболее детально изученных частей верхнемелового разреза Центрально-Каракумского свода. Только в районе Серного завода и Дарвазы около 150 скважин вскрыли отложения датского яруса. При этом большинство скважин на границе мела с палеогеном бурилось со сплошным отбором керна. Это позволило собрать богатый геологический материал, характеризующий отложения датского яруса и его границу с маастрихтом и палеоценом.

Как уже указывалось выше, породы датского возраста на исследуемой территории повсеместно с размывом залегают на маастрихтских. В центральной части Каракумов они представлены маломощным слоем известняка глинистого с примесью алевроитового материала, серого, светло- и реже зеленовато-серого цвета. Часто всю породу переполняют устрицы, количество фораминифер в отдельных образцах достигает 40% от объема породы.

Возраст отложений установлен по находкам в описанных известняках в шести скважинах остатков морских ежей. Л. П. Громовой были определены *Rachiosoma cf. crimica* Weber, представленный нецелым экземпляром *Echinocorys cf. obliquus* Raven, *Cyclaster gindrei* Seunes, а Г. Н. Джабаровым — *E. cf. sulcatus* Goldfuss. Мощность датского яруса изменяется в центральной части Каракумов от 1 до 5 м.

Характерным для мелового разреза исследуемой территории является распространение *Gryphaea vesicularis* Lam. только в известняках датского яруса. Ниже в разрезе сенона, нами ни в одной скважине не были обнаружены подобные устрицы. Это позволяет при отсутствии других руководящих форм легко отличить отложения датского яруса от нижележащих.

Произведенный Г. И. Чирва анализ комплекса микрофауны, обнаруженной в типично датских отложениях, выделенных по данным макрофауны, показал, что в этих слоях происходит смена сенонского планктона, представленного видами рода *Globotruncana*, на планктон, содержащий новые виды рода *Globigerina*. Основным признаком датского комплекса является одновременное присутствие небольшого количества видов верхнего сенона и видов, описанных в литературе из датских и палеогеновых отложений. Из сенонских видов в датских отложениях присутствуют: *Bolivina plaita* Carsey, *Flabellina rugosa* Orb., *Anomalina danica* Brotz., *A. umbilicatula* Mjatl. Кроме этих видов, здесь встречены *Angulogerina exigua* Glaessner, *Siphonina prima* Plummer, *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G. pseudobulloidis* Brotz. ex gr. *variante* Subb., *Anomalina welleri* var. *welleri* Plum., *Bolivinaopsis* (Subb.), *Stensiöina caucasica* Subb., характерные по литературным сведениям для датско-палеоценовых отложений. Разрез датских отложений южного и северного склонов Центрально-Каракумского сводового поднятия аналогичен вышеописанному. Во всех скважинах, пробуренных в районе Ербана и Казы над маастрихтскими отложениями, вскрыт слой глинистого, серовато-белого известняка с большим количеством органогенных остатков. Мощность слоя изменяется от 5 до 9 м. Датские отложения севернее Серного завода и Дарвазы имеют тот же характер, что и в центральной части Каракумов, свои особенности. Так в скв. 3, расположенной на расстоянии 80 км от Серного завода, датские отложения представлены мергелями, в скв. 53, отстоящей от скв. 3 на расстоянии 100 км, — глинами. В скважинах, в которых отложения датского яруса представлены известняками, содержание алевроитового материала увеличивается по мере удаления от Серного завода на север и достигает 10%. Мощность датского яруса на севере свода изменяется от 7 до 10 м.

На электрокаротажных диаграммах известнякам датского яруса соответствует пика относительно высоких сопротивлений (от 10 до 20 ом). На гамма-каротажной диаграмме отчетливо выражается граница между датским и маастрихтским ярусами. Отложения датского яруса характеризуются повышенной гамма-активностью, достигающей 17 гамм, по сравнению с нижележащими отложениями маастрихта (4—6 гамм). Этот четкий гамма-каротажный репер позволяет во всех скважинах Центрально-Каракумского свода с точностью до одного метра проводить границу датского яруса с маастрихтом.

G. A. GABRIELYANTS

UPPER CRETACEOUS STRATA IN THE CENTRAL PART OF KARAKUM

Abstract

Within the sequence of strata of the Central part of Karakum deposits of the Upper Cretaceous are best studied. Electric logs characteristic of a great deal of wells which have tapped the Upper Cretaceous sediments and, what is more impor-

tant, numerous paleontological remains,—have enabled the Upper Cretaceous strata to be thoroughly studied and differentiated into stages and substages rather well traced all over the discussed territory.

The Cenomanian, Turonian, Coniacian stages as well as the substages, referring to the Santonian, Campanian and Maastrichtian stages, together with the Danian one, may be defined within the Upper Cretaceous strata. The Danian and Maastrichtian deposits are separated by an erosional gap. According to their lithological peculiarities the Upper Cretaceous strata may be subdivided into a terrigenous (Cenomanian, Turonian) and Carbonate (Senonian, Danian) complexes.

ЛИТЕРАТУРА

- Габриэлянц Г. А., Громова А. П. Новые данные о границе между палеогеновыми и меловыми отложениями в районе Серного завода и Дарвазы. БНТИ МГ и ОН, № 5 (22), 1959.
- Габриэлянц Г. А. О границе датского и маастрихтского ярусов центральной части Каракумов. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV, 1961.
- Габриэлянц Г. А., Кривошеев В. Т., Громова Л. П., Блискавка А. Г. и др. Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений центральной части Каракумов. Сб.: Новые данные по геологии Туркменской ССР. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Луппов Н. П. Новые данные по геологии Каракумов в связи с глубоким бурением в районе Серных бугров. Тр. Туркменского геологического управления, вып. I, Ашхабад, 1945.
- Прусов В. В. Новые данные о геологическом строении Северных (Заунгузских) Каракумов. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.
-

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ АМУ-ДАРЬИ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАУНГУЗСКИХ КАРАКУМОВ

В пределах среднего течения Аму-Дарьи, от Наразыма до Питняка и юго-восточной части Заунгузских Каракумов*, верхнемеловые отложения пользуются широким распространением, однако на поверхность выходят только в двух местах — на Кабаклинском и Питнякском поднятиях. На остальной части территории они вскрываются буровыми скважинами.

Описываемые отложения изучались многими геологами, среди которых необходимо отметить А. Д. Архангельского, А. И. Смолко, Г. Я. Крымгольца, Б. А. Борнемана, К. А. Сотириэди, А. Г. Бабаева, Р. Ю. Музафарову, Е. А. Жукову, В. Д. Ильина, Г. М. Белякову и др. Особо следует подчеркнуть исследования В. Д. Ильина, занимающегося в последние годы изучением меловых отложений Западного Узбекистана и прилегающей части территории Туркмении. Схема В. Д. Ильина положена нами в основу стратиграфического деления верхнего мела данного района.

В разрезе верхнего мела описываемой территории выделяются все ярусы, кроме датского, наличие которого в нашем районе не установлено.

Сеноманский ярус. Отложения этого яруса обнажаются только в Питнякском районе. Разрез их здесь представлен серыми песчаниками, светло-серыми и зелеными глинами с прослоями алевролитов и реже маломощными пластами известняков с *Trigonia* ex gr. *aliformis* Park. Возраст отложений устанавливается по их положению в разрезе ниже фаунистически охарактеризованных отложений турона. Видимая мощность — до 100 м. На Кабаклинской площади описываемые отложения пройдены в скв. 1, 2 и 3. Они залегают согласно на отложениях альбского яруса, граница с которым проводится условно по подошве пласта зеленовато-серой глины, содержащего остатки аммонитов верхнемелового рода *Placenticerus***. Решающее значение для установления нижней границы верхнего мела имеет находка верхнеальбского аммонита *Semenovites michalskii* Sem. в скв. 1 (интервал 918,8—925,0 м), который обнаружен на 20—25 м ниже подошвы пласта глины с *Placenticerus*.

Верхняя граница яруса устанавливается по появлению в разрезе остатков туронских *Placenticerus lenticularis* Lurrov и *Inoceramus* cf. *striatoconcentricus* Gumbel.

Разрез сеномана в районе Кабаклы представлен в основном песчано-глинистыми отложениями. В нижней его части прослеживается пласт серой глины с остатками *Placenticerus* sp. ind. и *Grammatodon carinatus* Sow. Мощность пласта 28 м.

* В статье использован керновый материал ГРП № 2 и Байрамалийской буровой партии Юго-Восточной Каракумской геологической экспедиции УГиОН при СМ ТССР.

** Определение фауны аммонитов произведено В. Д. Ильиным, а пеллеципод — Г. М. Беляковой. Микрофауна определялась Е. В. Гречишниковой.

Выше во всех скважинах прослеживается пачка песчаников с прослоями глины и известняка. На каротажных диаграммах эта пачка отчетливо отбивается высокими значениями КС и расчлененной кривой ПС. Из органических остатков в этой пачке были найдены *Placenticerus* sp., *Grammatodon* cf. *carinatus* Sow., *Pterotrigonina* aff. *subpiriformis* Sav. Мощность пачки 49 м.

Выше залегает 15-метровый пласт серой глины, на который ложится вторая высокоомная пачка песчаников зеленовато-серых мелкозернистых, известково-глауконитовых с фауной *Cardium* cf. *agdschakendense* Bobkova, *Ostrea* sp. и др. Мощность песчаников 30 м. Затем следуют чередующиеся слои зеленовато-серых глауконитовых песчаников и глин. В них найдены *Linotrigonina danovi* Sav., *Sharpeicerus* (?) cf. *inconstans* Schlüter., *Amphidonta* sp. (ex gr. *conica* Sow.), *Corbula truncata* Sow. и др. Мощность 80 м.

В кровле сеномана прослеживается пачка песчаников светло-зеленовато-серых мелкозернистых, кварцево-глауконитовых с прослоями серой глины и реже известняка. Эти песчаники отчетливо фиксируются на каротажных диаграммах и содержат фауну *Entolium* cf. *orbicularis* (Sow.). Мощность 50 м. Над описываемой пачкой залегают глины туронского яруса.

В описываемых отложениях, кроме остатков макрофауны, Л. В. Гречишниковой был определен следующий комплекс микрофауны, характерный для сеноманских отложений полуострова Мангышлак и Бухарской области: *Globigerina* ex gr. *cretacea* (Orb.), *G. infracretacea* Glaessner, *Discorbis ak-tagi* N. Вук., *Rotaliatina asiatica* N. Вук., *Cibicides jarzevae* Vass. и др. В скв. 3 в верхней части разреза (интервал 714—734,8 м) в большом количестве был встречен *Gaudryina asiatica* N. Вук. Этот вид до сих пор считался характерным для нижнего турона Средней Азии. Однако, как показали исследования В. Д. Ильина и др. (1950), он распространен также и в отложениях сеномана.

Общая мощность сеномана на Кабаклинской площади равна 252 м.

На Заунгузской площади* сеноманские отложения вскрыты в скв. 64. Последняя прошла по ним 178 м и не вышла из них. Вскрытая часть разреза представлена чередующимися слоями песчаников, алевролитов и глин. Преобладающими в разрезе являются песчаники, представленные, как правило, глауконитово-кварцевыми разновидностями. По составу и цвету (серовато-зеленый и зеленый) описываемые песчаники хорошо выделяются в разрезе и могут быть использованы для целей корреляции разрезов. Сеноманский возраст описываемых отложений устанавливается находками *Pterotrigonina* cf. *chivensis* Arkh., *Entolium orbicularis* Sow., *Plicatula* cf. *inflata* Sow., *Panopaea mandibula* Sow., *Grammatodon* cf. *carinatus* Sow., *Cardium* sp. (ex gr. *productum* Sow.), *Linotrigonina* sp. (ex gr. *danovi* Sow.), *Inoceramus* sp. indet. и др. Верхняя граница яруса в этой скважине проводится на глубине 1012 м что соответствует кровле довольно мощного пласта глины, в нижней части которого были обнаружены отмеченные выше *Entolium orbicularis* Sow., *Plicatula* cf. *inflata* Sow. Первый из этих видов, по определению В. Д. Ильина и Г. М. Беяковой, характерен для сеномана Саратовского Поволжья, Волыно-Подольской плиты, для сеномана и альба Северного Кавказа, Франции и Англии; второй—известен из альб-сеноманских отложений Западной и Центральной Европы, Кавказа, из сеномана Русской платформы и Подолия.

В Фараб-Наразымском районе сеноманский ярус представлен также песчано-глинистыми отложениями. В нижней части разреза хорошо выделяется пачка серовато-зеленых глауконитовых песчаников с прослоями глины и известняка. Эта пачка хорошо выделяется на каротажных диаграммах глубокой депрессией на кривой ПС. Мощность пачки 30—40 м. Выше вся остальная часть разреза—это переслаивание зеленовато-серых плотных, слюдистых, глауконитовых алевролитов и глин; часто встречаются отдельные прослои песчаника. В кровле яруса залегает пласт песчаника

* Здесь и в дальнейшем для удобства юго-восточная часть Заунгузских Карамумов будет именоваться как Заунгузская площадь.

мощностью 10—15 м, выше которого лежит мощная толща глин с нижнетуронскими иноцерамами и фораминиферами. Граница между сеноманом и туроном четко фиксируется на электрокаротажных диаграммах и служит надежным репером при корреляции разрезов.

Общая мощность сеномана в Фараб-Наразымском районе колеблется от 250 до 290 м.

Туронский ярус. Туронские отложения рассматриваемой территории по аналогии с разрезами Бухаро-Хивинской области в большинстве разрезов удается разделить на нижний и верхний подъярусы.

В пределах Фараб-Наразымского района нижнетуронские отложения представлены глинами с редкими маломощными прослоями алевролитов и песчаников. Нижнетуронский возраст устанавливается находкой *Placentoceras* cf. *kharemsense* Loh. Мощность 140—150 м.

Верхний турон представлен в основном песчаниками, песками и глинами. В нижней части этого подъяруса во всех скважинах прослеживается пачка кварцевых песков и рыхлых песчаников, которая на диаграммах фиксируется глубокой депрессией на кривой ПС и сопоставляется с горизонтом VIII месторождения Газли. На Фарабской площади эта пачка оказалась водонасыщенной; при вскрытии ее в скв. 40 была получена самоизливающаяся вода с дебитом до 1800 м³ в сутки. Мощность пачки 65—70 м.

Выше описанной пачки залегают зеленовато-серые глины с частыми прослоями алевролитов (на Наразымской площади они переходят в глинистые мергели). В скв. 37 в этих глинах обнаружены *Astarte* sp., *Liostrea* sp., *Anomia* sp., *Lopha* sp. и др. Из микрофауны определены *Gaudryina asiatica* N. Bук., *G.* ex gr. *rugosa* Orb., *Gümbelina globulosa* Ehrenb., *Nonionella* ex gr. *cretacea* Cushman. Мощность глин 45—60 м.

Общая мощность турона колеблется от 250 до 280 м.

Верхняя граница туронского яруса в пределах Фараб-Наразымского района проводится по сопоставлению каротажных диаграмм скважин и требует фаунистического подтверждения.

На Кабаклинской площади к нижнему турону была отнесена толща глин светло-зеленовато-серого цвета с прослоями мелкозернистого песчаника и алевролита. Нижняя граница турона проводится по появлению в разрезе *Placentoceras lenticularis* Lurrov и *Inoceramus* cf. *striato-concentricus* Gümbel, характерных для нижнетуронских отложений. Кроме указанных видов в этих глинах были обнаружены также *Amphidonta* cf. *lateralis* Nilss., *Cardium* cf. *productum* Sow., *Liopistha aequivalvis* Goldf., *Anomia* sp. ind. и др.

Отсюда же Я. В. Гречишникова определила следующий комплекс микрофауны нижнетуронского возраста: *Gaudryina asiatica* N. Bук., *G. filiformis* Berth., *G. akrobatensis* Zhukova, *Globigerina* ex gr. *cretacea* (Orb.), *Ammobaculites* ex gr. *fontinense* Terg. и др. Мощность нижнего турона 145 м.

Верхний турон литологически выражен чередованием слоев сероцветных глин, алевролитов и песчаников с фауной *Megatrigrionia kharemsensis* Rom., *Liostrea* cf. *jahartensis* (Simakov) Zargud, *Megatrigrionia syrdariensis* Arkh. Пачка песчаников, сопоставляемая с горизонтом VIII Газли, здесь значительно обогащается глинами, и поэтому на каротажных диаграммах она слабо фиксируется. Мощность верхнего турона 74 м.

Верхняя граница туронских отложений проводится по подошве высокоомной пачки песчаников и известняков с прослоями глин, в которой была обнаружена характерная для нижнего сенона *Gaudryinella pseudoasiatica* N. Bук. Общая мощность турона 219 м.

К северо-западу от Кабаклы туронские отложения изучались в разрезах Питняжских поднятий. В Кошабулаке обнажающаяся часть разреза представлена песками серыми, зеленовато-серыми, кварцево-глауконитовыми, мелкозернистыми с прослоями серых и желтовато-серых песчаников. В песчаниках В. Д. Ильин и Г. М. Белякова

указывают на наличие *Exogyra turkestanensis* Born., *Fatina costei* Coq., *Lima aff. canalifera* Coldf., *L. granulata* Nils., *Korobkovitrigonia bobkovaе* Beliakova, *K. amudariensis* Arkh., *Anomia* sp. и др. Видимая мощность 55 м. Из этих отложений на соседнем Султансанджарском участке были обнаружены *Colignonicerас woolgari* Mant. var. *intermedia* Haas., *P. pitniakensis* Iljin, *Megatrigonia kharesmensis* Arkh., *K. bobkovaе* Beliakova, *Cardium productum* Sow., *Pectunculus lens* Nilss., *Inoceramus cf. lanarcki* var. *cuvieri* Sow. и др. Видимая мощность отложений 75 м. Верхняя граница тулона проводится по кровле слоя песка, перекрытого песчаниками с фауной коньякского яруса.

На Заунгузской площади туронские отложения вскрыты в скв. 55, 58, 64, причем полностью пройдены они в двух последних из них соответственно в интервалах 895—1184 и 746—1012 м. Весь разрез литологически можно разделить на две части. Нижняя, большая по мощности часть представлена главным образом глинами с частыми прослоями песчаников и алевролитов в нижней части. Найденные в них *Lio-strea* sp., *Amphidonta* sp., *Inoceramus* sp. ничего не говорят о возрасте вмещающих отложений. Мощность 174 м.

Верхняя часть сложена преимущественно песчаниками с прослоями глины, которая на диаграммах выделяется более высокими значениями кажущегося сопротивления. В средней части песчаников прослеживаются два пласта известняка, дающие резкие пики КС со значениями до 50 ом. В описываемых отложениях были обнаружены *Exogyra* cf. *turkestanensis* (Bornemann) Bobkova, *Korobkovitrigonia* cf. *amudariensis* Arkh., *Megatrigonia kharesmensis* L. Rom., *M. aff. syrdariensis* Arkh., *Inoceramus latus* Mant., *Cardium productum* Sow., *C. productum* Sow. var. *daganakissis* Bobkova. Эти виды характерны для отложений верхнего тулона. Таким образом, верхнюю, преимущественно песчаную часть разреза следует отнести к верхнему тулону, а нижнюю, глинистую часть — к нижнему тулону. Мощность верхнего тулона 92 м. Верхняя граница тулона проведена по появлению в разрезе характерных для отложений коньякского яруса *Placenticerас* cf. *orbignyanum* Geinitz., *P. (Beschubeytes) pitniakense* Iljin, *Inoceramus frechi* Anderl., *I. cf. lusatie* Anderl.

О нижней границе яруса сказано выше, при описании сеноманских отложений.

Коньякский ярус. Отложения этого яруса в пределах Бухаро-Хивинской области впервые выделены В. Д. Ильиным в составе отложений, отнесенных ранее к туронскому ярусу. Исследования этого автора показали, что слои, содержащие *Amphidonta asiatica* Arkh., отнесенные ранее к низам верхнего тулона, по составу аммонитов соответствуют свите Р (копьяк) схемы С. Н. Симакова в юго-западных отрогах Гиссара. И в юго-западных отрогах Гиссара, и в разрезах Питнякских поднятий эти отложения содержат характерные для коньякского яруса *Lewesicerас asiaticum* Iljin, *Placenticerас baisunense* Lurrov., *Pl. luppovi* Iljin. В пределах рассматриваемой территории коньякские отложения обнажаются на Питнякских поднятиях, где разрезы их достаточно хорошо охарактеризованы фауной. Литологически они представлены в основном песчаными породами. В Кошабулаке в основании яруса залегает пласт песчаника бурого цвета содержащий многочисленные *Lopha* sp., *Lio-strea gauthieri* Thomas et Peron, *Amphidonta asistica* Arkh., *Chlamys* sp. ind., *Cardium* sp., *Korobkovitrigonia* sp. ind.

Из вышеописанных отложений В. Д. Ильиным и Г. М. Беляковой приводится следующий список фауны: *Placenticerас orbignyanum* Geinitz., *Pl. proplanum* Iljin, *Pl. baisunense* Lurrov., *Beschubeytes pitniakense* Iljin, *B. crassum* Iljin, *Lewesicerас asiaticum* Iljin, *Lima granulata* Nilss., *L. marrotiana* Orb., *Anomia cryptostriata* Rom., *Megatrigonia pseudoindica* Arkh., *Amphidonta asiatica* Arkh., *Chlamys dujardini* Roem., *Korobkovitrigonia* sp., *Inoceramus* sp. и др. Перечисленные виды, по определению названных выше авторов, достаточно хорошо характеризуют коньякский возраст вмещающих отложений. Мощность яруса 42 м.

На Кабаклинской площади в разрезе не были обнаружены определимые остатки фауны коньякского возраста. Найденный в скв. 4 (интервал 254,4—267,0 м) *Inoceramus* cf. *lobatus* Schluter. характерен для отложений сантона. Таким образом,

здесь в настоящее время не представляется возможным произвести расчленение нижнего сенона на коньякский и сантонский ярусы и описание их дается вместе. Нижняя граница нижнего сенона, как указывалось выше, проводится по подошве песчаников и известняков с характерной для нижнего сенона *Gaudryinella pseudoasiatica* N. Вук. Верхняя граница проводится по появлению в разрезе характерного для нижнего кампана комплекса фораминифер. Литологически разрез сложен в основном из песчаных отложений. В нижней части яруса прослеживается пачка, состоящая из известняков и песчаников с прослоями глин и алевролитов. В ней найдена *Gryphaea* cf. *biauriculata* L. m., которая имеет широкий диапазон распространения от сеномана до нижнего сенона включительно. Нижнесенонский возраст пачки устанавливается наличием в ней *Gaudryina pseudoasiatica* N. Вук. На каротажных диаграммах описываемая пачка фиксируется высокими значениями КС (20—25 ом). Мощность 36 м.

Выше залегают песчаники серые, мелкозернистые, слабо сцементированные с отдельными прослоями глины с фауной *Korobkovitrigonia* sp. ind., *Gardium* sp. ind. Мощность песчаников 77 м.

Над описанными песчаниками прослеживается пласт зеленовато-серых алевролитов мощностью в 33 м. На эти алевролиты ложатся снова песчаники серые, зеленовато-серые мелкозернистые известковистые с прослоями светло-серого известняка, переполненного обломками устриц. Мощность песчаников 83 м.

Выше залегают зеленовато-серые глины, часто известковистые с отдельными прослоями песчаников. В них были обнаружены *Chlamys* cf. *dujardini* Roem., *Inoceramus* cf. *lobatus* Schluter. Последний вид характерен для нижнего сенона Германии, верхнего сантона Львовской мулды. Из числа микрофауны отсюда определены *Ammobaculites* ex gr. *fontinensis* Terg., *Nonionella cretacea* Cushman, *Globigerina* ex gr. *cretacea* (Orb.), *Gumbelina globulosa* Ehrenb., *Gaubryinella pseudoasiatica* N. Вук., *Trochammina* sp. и др. Мощность глин 60 м. Венчается разрез слоем песчаника грязно-серого, мелкозернистого, слабо сцементированного с мелкими конкрециями фосфоритов. На каротажных диаграммах описываемый слой выражен отрицательной депрессией на кривой ПС. Мощность слоя 26 м. Общая мощность нерасчлененных коньяк-сантонских отложений на описываемой площади равна 315 м.

На Зауугузской площади в скв. 55 коньякский ярус выделяется в интервале 950—1019 м и представлен в своей нижней части толщей глин светло-серых, плотных, слабослюдистых с прослоями алевролитов, с обломками неопределимых пеллеципод и отпечатками иноцерамов и морских ежей. Найденные в этой толще *Platoniceras* cf. *orbignyianum* Geinitz., *Inoceramus frechi* Anderl. свидетельствуют о коньякском возрасте вмещающих отложений и позволяют провести нижнюю границу яруса по подошве описываемой пачки. Мощность пачки равна 22 м. Выше залегают песчаники с прослоями известняка и глины. В них найдены остатки *Platoniceras* (*Beschubeyites*) *pitniakense* Iljin, характерные для коньяка низовья Аму-Дарьи (Кошабулак) и юго-западных отрогов Гиссарского хребта (Акрабат). Кроме указанного аммонита, здесь встречаются фосфоритизированные ядра пеллеципод и гастропод. Мощность песчаников 27 м.

В кровле яруса залегают глины серые, зеленовато-серые, известковистые с обломками раковин иноцерамов и морских ежей. Отсюда определены *Inoceramus* cf. *lusatie* Anderl., *Cardium* cf. *ottoi* Geinitz. Из микрофауны в большом количестве встречаются *Gaudryinella pseudoasiatica* N. Вук., *Gaudryina* ex gr. *subserata* Vass., указывающие на коньякский возраст вмещающих отложений. Мощность — 20 м. Общая мощность яруса — 69 м. Граница коньякского и сантонского ярусов в скв. 55 должна пройти в интервале 950—933 м, так как с глубины 933 м в отложениях обнаружен комплекс фораминифер, характерный для осадков сантона. В этом интервале залегает пачка песчаников с неопределимыми остатками раковин иноцерамов. Песчаники залегают в основании сантонского разреза и в Питнякском районе (Султан-Санджар, Кошабулак и др.) и содержат богатый комплекс остатков

сантонских аммонитов и иноцерамов. Исходя из этого, отмеченную в интервале 933—950 м пачку песчаников следует отнести к сантону и сопоставить ее с нижней частью разреза сантонского яруса Питнякского района.

В Фараб-Наразымском районе расчленение сенонских отложений на отдельные ярусы произведено на основании сопоставления их с разрезами одновозрастных отложений Бухаро-Хивинской области и носит несколько условный характер. Отложения, относимые к коньякскому ярусу, представлены здесь в основном чередованием слоев песчаников и алевролитов зеленовато-серых, глинистых, глауконитовых и глин плотных, некарбонатных с линзовидными прослоями известняка ракушняка. В них найдена *Corbula substriatula* Orb. Мощность 105—132 м.

Сантонский ярус. Осадки этого яруса обнажаются в Питнякском районе и устанавливаются по появлению в разрезе аммонитов рода *Stantonoceras*. В Кошабулаке, по данным В. Д. Ильина и др., в нижней части разреза залегает пласт известковистого песчаника с *Stantonoceras guadalupae* Roem., *subsp. asiaticum* Iljin, *S. kysylkumense* Arkh., *Megatrigonia syrdariensis* Arkh., *Korobkovitrigonia* ex gr. *ferganensis* Arkh., *Chlamys dujardini* Roem., *Anomia cf. cryptostrata* Roem., *Nucula* sp. и др. На указанных песчаниках лежит мощная толща глин серых, зеленовато-серых, участками песчанистых. Отсюда определены *Spiroplectamina* sp., *Cibicides* sp., *C.* ex gr. *aktulagayensis* Vass., *Globigerina* sp., *Gümbelina globulosa* Ehrenb. Верхняя граница яруса проводится по кровле описанных глин, выше которых залегает фосфоритовый горизонт (пески с многочисленной галькой фосфоритов), в котором обнаруживаются ростры кампанских белеминитов и ядра кампанских аммонитов. Общая мощность яруса 60 м.

На Заунгузской площади сантонские отложения выделяются по данным анализа микрофауны. В скв. 55 описываемые отложения по фораминиферам подразделяются на нижний и верхний сантон.

Отложения нижнего сантона установлены в интервале 950—912,5 м. В нижней части этого интервала залегают песчаники светло-серые, мелкозернистые, рыхлые, известковистые с частыми обломками раковин иноцерамов. Как указывалось выше, эти песчаники отнесены к сантону по аналогии с разрезами Питнякского района. Мощность песчаников 20 м. Выше залегают светло-серые, известковистые глины с прослоями алевролитов в верхней части, с отпечатками пелеципод и гастропод. В нижней части глины обнаружены остатки *Inoceramus* cf. *pachti* Arkh., *Inoceramus subquadratus* Schlüt. Последний вид распространен в отложениях верхнего коньяка — нижнего сантона Германии, в нижнем сантоне Закавказья и Копет-Дага. Из микрофауны отсюда определены *Spiroplectamina embaensis* Mjatl., *Gaudryina laevigata* Franke, *G. tricarinata* (Orb.), *Gyroidina nitida* (Reuss.), *G. turgida* var. *odliquaseptata* Mjatl., *Anomalina infrasantonica* Balakhm., *Bulimina ventricosa* Brotz., *Globotruncana* ex gr. *rugosa* (Marie), *G. paraventricosa* (Hofner). Перечисленные формы позволяют эту часть разреза сопоставить с зоной *Anomalina infrasantonica*, выделенной В. П. Василенко (1961) в Мангышлаке, и отнести ее к нижнему сантону. Мощность глины 17 м. Общая мощность нижнего сантона 37 м.

Верхний сантон выделяется в интервале 912,5—889,0 м. Он представлен светло-серыми и зеленовато-серыми, слабо известковистыми глинами с обуглившимися растительными остатками. В разрезе скв. 64 в этих глинах обнаружены остатки верхнесантонского *Inoceramus lobatus* Schlüt. В самой кровле глин, на контакте с вышележащими мергелями найдена *Pteria tenuicostata* Roem., распространенная в нижнем кампане Западной Европы, Русской платформы. Из фораминифер здесь появляются *Spiroplectamina rosula* (Ehrenb.), *Anomalina clementiana* (Orb.), *Anomalina stelligera* (Marie), *Cibicides excavatus* Brotz. и др. Виды, встреченные в нижнем сантоне в незначительном количестве, здесь получают массовое развитие. Появление в разрезе многочисленных *A. stelligera* (Marie) и некоторых других видов дает возможность сопоставить эту часть разреза с верхнесантонской зоной *A. stelligera* (Василенко, 1961). Мощность верхнего сантона 23 м. Общая мощность сантонского яруса на Заунгузской площади равна 60 м.

В разрезах Фараб-Наразымского района сантонские отложения представлены зеленовато-серыми алевролитами и глинами с редкими тонкими прослоями известняка и песчаника. В разрезе встречаются обломки и отпечатки пелеципод, а также редкие гальки фосфоритов. Мощность яруса 134—156 м.

Кампанский ярус. Отложения этого яруса обнажаются в Питнякском районе и частично на Кабаклинской площади.

В Питнякском районе они составляют крылья антиклинальных поднятий. Здесь, в разрезе Кошабулакской антиклинали в основании яруса прослеживается фосфоритовый горизонт. Выше конкреции фосфоритов рассеяны в толще зеленовато-серых ожелезненных песков. В этой толще найдены ростры *Belemnitella* cf. *mucronata* Schloth., *Hoplitoplacenticeras* sp., *Amphidonta lateralis* Nilss., *Gryphaea vesicularis* Lam. Выше залегают серые, зеленовато-серые участками ожелезненные глины, в которых также обнаружены *Amphidonta lateralis* Nilss., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Liostrea* sp. В средней части глины встречены *Inoceramus* cf. *balticus* Böhm., а в верхней части *Baculites* cf. *anceps* Lam., *Terebratulina gracilis* Schloth., *Neitheia quadricostata* Sow., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Amphidonta lateralis* Nilss., *Inoceramus balticus* Böhm. и др. Кроме того, в этих же глинах обнаружен богатый комплекс фораминифер. Общая мощность яруса 64 м.

На Кабаклинской площади на поверхность выходят верхи кампанского яруса а нижележащие слои вскрываются буровыми скважинами.

Нижняя часть разреза сложена в основном алевролитами светло-серыми, плотными известковистыми с отдельными пластами известковистых глин, с фауной *Entolium* cf. *membranaceum* Nilss., *Chlamys* cf. *dujardini* Roem., *Cardium* sp. и др. В нижней части алевролитов наблюдаются рассеянные желваки фосфоритов, которые по аналогии с разрезами Питнякского района (где фосфоритоносный горизонт содержит многочисленные остатки верхнекампанской фауны, а в подстилающих глинах встречены верхнесантонские иноцерамы) дают основание провести нижнюю границу кампанского яруса по подошве описываемых алевролитов. Это подтверждается также и комплексом фораминифер, обнаруженных в этих алевролитах: *Grammostomum* ex gr. *kalinini* Vass., *Bolivinoidea decoratus* var. *decorata* (Jones), *B. laevigatus* var. *laevigata* Marie, *Anomalina stelligera* (Marie), *Cibicides* ex gr. *punguis* (Jennigs), *Gumbelina globulosa* Ehrenb., *Gyroidina turgida* var. *obliquaseptata* (Mjatl.). Этот комплекс, по утверждению Е. Гречишниковой, характерен для нижнего кампана района Мангышлака. Мощность алевролитов 51 м.

Верхняя часть разреза сложена светло-зеленовато-серыми известковистыми (в верхней части сильноизвестковистыми) глинами. Кампанский возраст глин устанавливается на основании находок *Hoplitoplacenticeras* cf. var. *Schlut.*, *Inoceramus* sp. (ex gr. *balticus* Böhm.), *Baculites* cf. *vertebralis* Lam. Из микрофауны отсюда определены *Spiroplectamina rosula* Ehrenb., *Bulimina* ex gr. *ventricosa* Brotz., *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *B. laevigatus* var. *laevigata* Marie, *Anomalina monterelensis* Marie, *A.* ex gr. *voltzianus* (Orb.), *Heterostomella cuneata* Sand., *Grammostomum kalinini* Vass., *Cibicides* ex gr. *punguis* (Jennigs), *C. aktulagayensis* Vass., *Gyroidina* ex gr. *turgida* (Hagenow) и др. Присутствие многочисленных *Anomalina monterelensis* Marie дает возможность отнести эти глины к верхнему кампану. Мощность глин 58 м. Общая мощность яруса 109 м.

На Заунгузской площади кампанские отложения целиком представлены глинами. В скв. 55 они залегают в интервале 889—798 м. По микрофауне описываемые слои подразделяются на нижний и верхний подъярусы.

Нижний подъярус установлен в интервале 889—865 м. В основании этого интервала прослеживается слой белого мергеля мощностью в 8 м, по подошве которого проводится нижняя граница кампанского яруса.

Выше залегают глины светло-зеленовато-серые, плотные, алевролитистые с фауной *Camptoneustes* cf. *virgatus* Nilss. и обломками иноцерамов. Из микрофауны с этого интервала определены *Cibicides temirensis* Vass., *C. bulatus* Dal. (in litt.), *Anomalina clementiana* var. *usakensis* Vass., *A. clementiana* var. *pseudoexcolata*

Kal., *A. ex gr. umbilicatula* Mjatl., *A. dainae* Mjatl., *A. stelligera* (Marie), *A. costulata* (Marie), *Bolivinoides decoratus* var. *decorata* (Jones), *B. laevigatus* Marie var. *finitima* Vass., *B. laevigatus* var. *laevigata* Marie, *Globotruncana rugosa* Marie. Как отмечает Е. Гречишникова, появление типично кампанских *Bolivinoides decoratus* var. *decorata* (Jones), *Cibicides temirensis* Vass. и других видов позволяет отложения интервала 889—865 м сопоставить с зоной *Cibicides temirensis* (Василенко, 1961) и отнести их к нижнему кампану.

Верхний подъярус выделяется в интервале 865—788 м и представлен также глинами зеленовато-серыми более тонкими, чем нижележащие, с пиритизированными растительными остатками и фауной *Inoceramus aserbaidjanensis* N. Aliev., *I. cf. balticus* Boehm., *Neithea* cf. *quinquecostata* Sow. По данным изучения фораминифер, в описываемом подъярусе выделяются две зоны (по В. П. Василенко). Нижняя зона (869—822 м) сопоставляется с зоной *Cibicides aktulagayensis* Vass. и для нее характерен следующий комплекс фораминифер: *Textularia* ex gr. *regina* Wolosch., *Gaudryina rugosa* Orb., *Orbignyana sacheri* (Reuss.), *O. variabilis* Orb., *Cibicides aktulagayensis* Vass., *C. bulatus* Dol. (in litt.), *Anomalina monterelensis* Marie, *A. clementiana* var. *pseudoexcolata* Kal., *A. umbilicatula* Mjatl., *A. dainae* Mjatl., *Bolivinoides decoratus* var. *decorata* (Jones), *B. delicatulus* Cushman.

Верхняя зона (интервал 822—788,5 м) сопоставляется с зоной *Cibicides veltzianus* (Василенко, 1962) или зоной *Belemnitella langei*. Последняя по решению Постоянной стратиграфической комиссии по меловым отложениям СССР от 9 мая 1961 г. отнесена к верхнему кампану. Для этой зоны характерны следующие виды: *Textularia baudouiniana* (Orb.), *Gaudryina rugosa* Orb., *Heterostomella cuneata* Sand., *Spiroplectamina rosula* Ehrenb., *Stensionina exculpta* Reuss., *Anomalina monterelensis* Marie, *Cibicides veltzianus* (Marie), *C. aktulagayensis* Vass., *Bolivinoides decoratus* (Jones) var. *dualis* Vass., *Bolivina plaita* Garsey, *grammostonim kalinini* Vass. Общая мощность кампана на Заунгузской площади равна 110 м. Граница с маастрихтским ярусом проводится на глубине 788,5 м, выше которой встречен комплекс микрофауны, характерный для отложений маастрихта.

В Фараб-Наразымском районе отложения описываемого яруса представлены алевролитами и песчаниками зеленовато-серыми, глауконитово-кварцевыми, глинистыми с прослоями глин зеленовато-серых плотных, слоистых, карбонатных с желваками фосфоритов и линзами известняка-ракушняка.

Описываемые отложения можно расчленить на три пачки. Нижняя (60 м) и верхняя (20 м) пачки сложены в основном алевролитами с прослоями глин и хорошо прослеживаются по площади. Средняя пачка (50 м) представлена песчаниками и на каротажных диаграммах характеризуется более высокими значениями КС и депрессией на кривой ПС. Эта пачка литологически изменчива и не всегда прослеживается по простиранию. Мощность яруса 110—140 м.

Маастрихтский ярус. Маастрихтские отложения, так же как и нижележащие кампанские, обнажаются на крыльях антиклинальных поднятий Питнякского района и на Кабаклинской площади.

В разрезе Кошабулака, по данным В. Д. Ильина, в основании яруса прослеживается горизонт фосфоритов мощностью в 0,5 м, в котором обнаружены *Belemnella lanceolata* Schloth., *Ceratostreon spinosum* Math., *Gryphaea vesicularis* Lam. Выше залегают серые и зеленовато-серые песчано-известковистые глины с характерным комплексом фауны фораминифер. Мощность 4,5 м.

На описанных глинах залегает довольно мощная (41 м) толща песков зеленых, зелено-серых, мелко-зернистых, хорошо отсортированных с отдельными пластинами глины в нижней части. В низах толщи обнаружены остатки *Liostrea lehmanni* Rom., *Ceratostreon spinosum* Math. var. *malikensis* Musaf, *Gryphaea vesicularis* Lam. В средней части найдены *Belemnella lanceolata* Schloth., *Neithea simbirskensis* Orb., *Chlanys dujardini* Roem., *Liostrea lehmanni* Rom., *Amphidonta lateralis* Nil'ss., *Ceratostreon spinosum* Math. var. *malikensis* Musaf, *Fatina amudariensis* Beliakova.

Пески выше переходят в песчаники желтоватые, рыхлые с *Liostrea lehmanni* Rom., *Ceratostreon spinosum* Math. var. *malikensis* Musaf. Закапчивается разрез светло-серыми известняками с фауной *Baculites anceps* Lam. var. *leopoliensis* Nowak, *Neithea simbirskensis* Orb., *Liopistha aequivalvis* Goldf., *Lima aralensis* Arkh., *Liostrea lehmanni* Rom. Мощность 5,5 м. Общая мощность яруса 51,5 м.

На Кабаclinской площади осадки описываемого яруса обнажаются в виде куэстов по всему северо-восточному крылу одноименной структуры. На более погруженных участках они вскрыты скважинами. Здесь разрез можно разбить на две части.

Нижняя часть мощностью в 61 м сложена светло-серыми глинами и алевролитами с фауной *Inoceramus regularis* Orb., *Baculites* cf. *vertebralis* Lam. Из микрофауны отсюда определены *Gaudryina rugosa* (Orb.), *Grammostomum decurrens* Ehrenb., *G. kalinini* Vass., *Reussella minuta* Mars., *Bulimina monterelensis* Marie, *Cibicides veltzianus* (Orb.), *C. aktulagayensis* Vass., *Gyroidina turgida* var. *turgida* (Hag.).

Наличие таких видов, как *Grammostomum decurrens* Ehrenb. и *Reussella minuta* Mars., указывает на маастрихтский возраст отложений.

Верхняя часть разреза сложена пачкой известняков и песчаников, выступающих в обнажениях в виде карниза. В этой пачке найдены характерные для маастрихта *Liostrea lehmanni* Rom., *Ceratostreon spinosum* Math. var. *malikensis* Musaf., *Exogyra decussata* Coldf., *Camptonectes* cf. *virgatus* Nilss. В разрезах скважин описываемая пачка четко выделяется на каротажных диаграммах резким пиком на кривой КС и депрессией на ПС. Мощность 32 м. Общая мощность яруса 93 м.

Выше следуют глины нижнего эоцена.

На Заунгузской площади, так же как и на Кабаclinской, нижняя часть разреза сложена глинами светло-серыми, плотными, слабоизвестковистыми с фауной *Lophafalcata* Mort., *Neithea* cf. *simbirskensis* (Orb.), *Gryphaea vesicularis* Lam., *Terebratulina* ex gr. *gracilis* Schlotheim. Мощность глин 94 м.

Верхняя часть представлена в основном песчаниками светло-зеленовато-серыми, мелкозернистыми, местами глинистыми с обломками устриц. Примерно в средней части песчаников залегает пласт известняка белесовато-серого, песчанистого с *Liostrea* cf. *lehmanni* Rom. На каротажных диаграммах этот пласт дает высокую пику со значениями КС до 30—50 омм. Мощность верхней части 41 м.

По данным анализа фораминифер, отложения описываемого яруса в скв. 55 расчленяются на нижний и верхний подъярусы.

Нижний подъярус охватывает интервал 788,5—744 м. В этом интервале определены *Gaudryina rugosa* (Orb.), *Grammostomum incrassatum* var. *incrassata* (Reuss.), *Cibicides veltzianus* Brotz. Массовое развитие здесь вида *Grammostomum incrassatum* var. *incrassata* (Reuss.) позволяет Е. В. Гречишниковой сопоставить отложения указанного интервала с зоной *Grammostomum incrassata* var. *incrassata*, выделенной В. П. Василенко в районе Мангышлака, и отнести их к нижнему маастрихту.

Выше по разрезу, в интервале 744—729 м, кроме указанных форм, появляются многочисленные *Anomalina complanata* Reuss, позволяющие отложения этого интервала сопоставить с зоной *Grammostomum incrassatum* var. *crassa* (Василенко, 1961) и отнести к верхнему маастрихту.

На глубине 729 м отмечено появление массовых *Grammostomum decurrens* (Ehrenb.), что дает основание выделить с глубины 729 м четкую зону *Grammostomum decurrens*, верхняя граница которой из-за отсутствия микрофауны не установлена. Зелегающие выше песчаники не охарактеризованы микрофауной.

Таким образом, в маастрихтских отложениях скв. 55 устанавливается наличие трех микрофаунистических зон, из которых нижняя соответствует по возрасту нижнему маастрихту, а остальные две — верхнему.

В Фараб-Наразымском районе разрез описываемого яруса приобретает несколько глинистый характер.

В нижней части разреза залегают зеленовато-серые глины с редкими прослойками известняка-ракушняка.

Выше глины постепенно переходят в глинистые алевролиты, на которых залегают известняково-гипсовая толща, отнесенная уже к бухарским слоям палеогена. В глинах и алевролитах встречены *Ceratostreon spinosum* Mat h., *Pecten companien-sis* Orb., *Lopha falcata* Mort. Из микрофауны определены *Gaudryina* ex gr. *rugosa* Orb., *Bolivina plaita* Carsey, *Nonionella cretacea* Cushman., *Bulimina* ex gr. *obulum* Reuss., *Bulimina* cf. *ventricosa* Brotz., *Gyroidina* ex gr. *turgida* (Hagenow), *G.* cf. *melcheliniana* Orb., *Anomalina monterelensis* Marie, *Cibicides bembix* (Mars). Мощность яруса 115—140 м (см. рисунок).

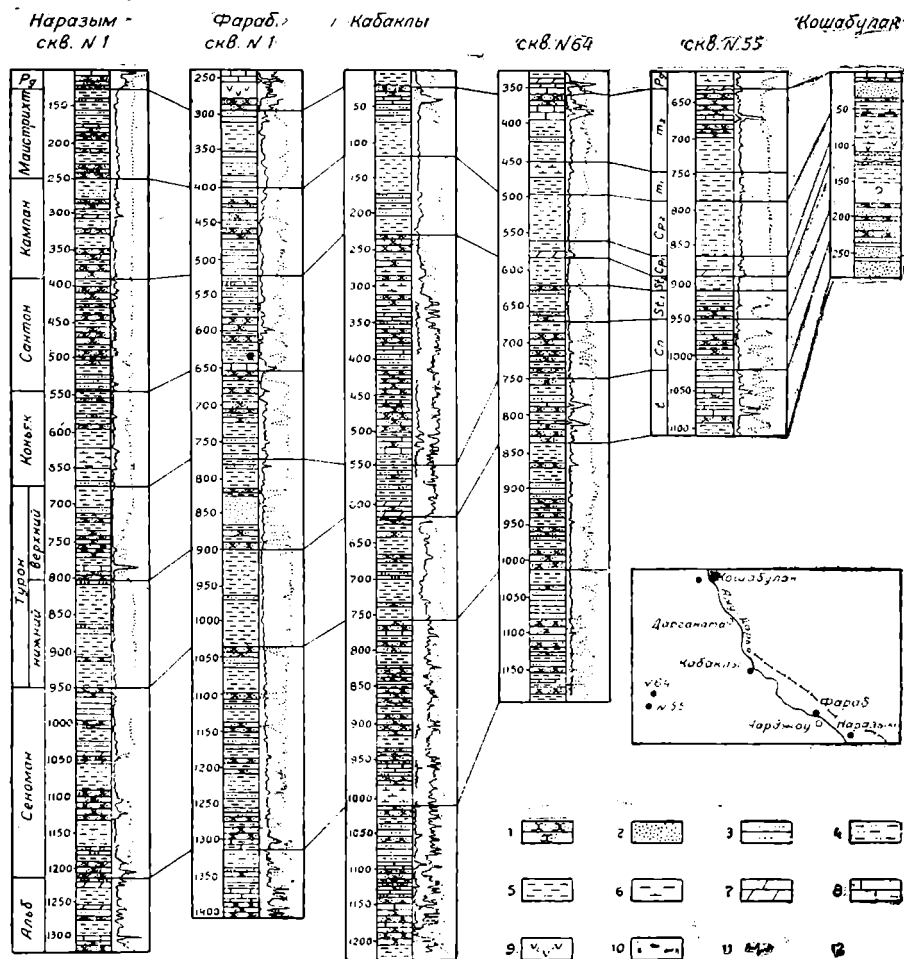


Схема сопоставления разрезов верхнемеловых отложений районов среднего течения Аму-Дарьи и Заунгузской площади (составил Т. Мередов):

1 — песчанки; 2 — пески; 3 — алевролиты; 4 — алевролиты глинистые; 5 — глины; 6 — глины известковистые; 7 — мергели; 8 — известняки; 9 — гипсы; 10 — конкреции фосфоритов; 11 — кривые КС; 12 — кривые ПС.

Датский ярус. Как указывалось выше, наличие датских отложений в пределах описываемой территории в настоящее время не установлено. За ее пределами они впервые выделены В. Д. Ильным и др. (1958) в низовьях Аму-Дарьи, где в окрестностях г. Нукуса к ним была отнесена толща песков и песчаников с фауной *Linthia*

baisarensis Bajagupas, *Echinanthus burlensis* Bajagupas, характерной для верхней части отложений датского яруса Мангышлака. Совместно с морскими ежами были найдены остатки наutilusов из рода *Teichertia*, *Exogyra lateralis* Nils. *Gryphaea vesicularis* Lam. var. *similis* Pusch., *Liostrea tachvataki* Musaf., Видимая мощность отложений 2,7 м.

Следует подчеркнуть, что вопрос о наличии или отсутствии датского яруса в разрезах рассматриваемой территории до сих пор остается невыясненным. Так как от решения этого вопроса целиком зависит установление верхней границы меловой системы, то следует коротко остановиться на характере взаимоотношений пограничных слоев мела и палеогена.

Всю рассматриваемую территорию можно разделить на три района, каждому из которых соответствует определенный тип строения пограничных слоев.

В первом из них, в Кабаклы-Питнякском районе, разрез верхнего мела заканчивается фаунистически охарактеризованными отложениями маастрихта, на которых с размывом залегают глины нижнего эоцена. Отличительной чертой разрезов этого района является отсутствие не только отложений датского яруса, но и вышележащих палеоценовых образований.

Второй район охватывает Заунгузскую площадь. Здесь, так же как и в Кабаклы — Питнякском районе, верхи мелового разреза сложены песчаниками и песчанистыми известняками с фауной маастрихтского возраста.

Выше залегают мергели и мергелистые глины, нижняя часть которых по комплексу фораминифер относится к палеоцену. Таким образом, здесь в разрезе отсутствуют только осадки датского яруса.

Третий тип строения пограничных слоев имеет широкое площадное распространение к востоку и юго-востоку от Кабаклы. В отличие от предыдущих двух районов здесь верхняя часть мелового разреза представлена зеленовато-серыми глинами и алевролитами маастрихтского возраста. Выше залегают гипсово-карбонатные отложения бухарских слоев, перекрытые в свою очередь нижнеэоценовыми глинами.

Если учесть то обстоятельство, что возраст бухарских слоев — нижнего стратиграфического комплекса палеогеновой системы — большинством исследователей принимается как тенетский, то стратиграфический перерыв между маастрихтом и тенетом охватывал бы отложения дания и монса. Однако мы не видим следов этого перерыва, и, следовательно, какая-то часть разреза между фаунистически охарактеризованными отложениями маастрихтского яруса и бухарских слоев в данном районе должна быть отнесена к данию и монсу.

Изложенный выше материал по верхнемеловым отложениям районов среднего течения Аму-Дарьи и юго-восточной части Заунгузских Каракумов позволяет сделать вывод о существовании на данной территории устойчивого морского режима в течение всего верхнего мела. Конец мелового периода характеризуется резким сокращением границ морского бассейна и установлением лагунного режима.

T. MEREDOV

UPPER CRETACEOUS DEPOSITS IN THE AMU-DARYA RIVER MIDDLE COURSE AND THE SOUTH-EAST PART OF TRANS-UNGUZ KARAKUM DESERT

Abstract

This paper deals with the Upper Cretaceous deposits developed in the middle course portion of the Amu-Darya river (from Marazym to Pitnyak) and within the South-East Trans-Unguz Karakum desert.

Within this area only two exposures of the deposits described are known, confined namely to Kabakly and Pitnyak uplifts. On the rest of the territory they have been quarried by boreholes.

Upper Cretaceous deposits have been stratigraphically differentiated on the ground of a classification scheme by V. D. Il'yn for West Uzbekistan and the adjacent regions of Turkmenistan. All stages but the Danian are defined within the section. This one stage has not been recognized so far.

The Senomanian stage consists of grey clays and greyish-green glauconite-quartzite sandstones with *Placenticerus* sp., *Grammatodon carinatus* Sow., *Pterotrigonia* cf. *chivensis* Arkh., *Entolium orbicularis* Sow., *Cardium* cf. *agdschakendense* Bobkova a. o. Thickness ranges at 100—250 m. The Turonian stage is divided into the lower and upper substages. The first one is composed of greenish-grey clays with *Placenticerus* cf. *khoresmense* Lah., *Pl. lenticularis* Luppov, *Inoceramus* cf. *striata*—*concentricus* Gümbel. a. o. Thickness about 140—170 m. The upper substage consists mainly of sandstones, sands and clays with *Megatrigonia khoresmensis* Rom., *M. syrdariensis* Arkh., *Korobkovitrigonia* cf. *amudariensis* (Arkh.), *K. bobkova* Beliakova, *Priontropis woolgari* Mant. var. *intermedia* Hass., *P. pitniakensis* Il'yn a. o. Thickness ranges 70—130 m. The total thickness of the Turonian reaches 215—300 m.

The Coniacian stage is formed by sandstones, aleurolites and clays intercalated with limestones containing *Amphidonta asiatica* Arkh., *Placenticerus* (*Beschtaeites*) *pitniakense* Il'yn, *Pl. balsunense* Luppov a. o. Thickness ranges from 40 to 130 m.

The Santonian stage—light-grey clays and sandstones with *Stantonoceras guadalupae* Roem., subsp. *asiaticum* Il'yn, *S. kysyl-kumense* Arkh., *Inoceramus lobatus* Schlut. a. o. Thickness ranges from 60 to 150 m.

The Campanian stage—sands, aleurolites and clays with septarian phosphorites including *Belemnitella* cf. *mucronata* Schloth., *Hoplitoplacenticerus* sp., *Amphidonta lateralis* Nils., *Inoceramus balticus* Böhm. Thickness ranges from 60 to 140 m.

The Maastrichtian stage is composed in its lower part of grey clays and aleurolites with *Inoceramus regularis* Orb., *Baculites* cf. *vertebralis* Lam., *Belemnitella lanceolata* Schloth. The upper part is represented by limestones, sandstones and sands with *Liostrea lehmanni* Rom., *Ceratostreon spinosum* Math. var. *malikensis* Musalf., *Amphidonta lateralis* Nils., *Neithea simbirskensis* Orb. a. o. Thickness about 50 m.

The total thickness of the Upper Cretaceous deposits reaches 800—1000 m.

The above cited data referring the Upper Cretaceous deposits known from the middle course portion of the Amu-Darya river and the South-East Trans-Unguz Karakum desert allow to suggest a marine environment persistently effectuated over the area described throughout the Upper Cretaceous time. At the close of the Upper Cretaceous period the sea basin limits were sharply reduced.

ЛИТЕРАТУРА

- Белякова Г. М. Некоторые результаты изучения фауны пелеципод из отложений верхнего мела низовьев р. Аму-Дарьи. Тр. ВНИГНИ, вып. 23, 1959.
- Василенко В. П. Фораминиферы верхнего мела п-ва Мангышлак. Гостоптехиздат, 1961.
- Ильин В. Д. Стратиграфия верхнемеловых отложений Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Тр. ВНИГНИ, вып. 23, 1959.
- Ильин В. Д. Стратиграфия и фауна альбского яруса Западного Узбекистана и сопредельных районов Восточной Туркмении. Тр. ВНИГНИ, вып. 35, 1961.
- Ильин В. Д., Белякова Г. М., Шмидт О. И. Об отложениях датского яруса в низовьях р. Аму-Дарьи. Геология нефти, № 10, 1958.
- Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1959.
- Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Тр. ВНИГНИ, спец. сер., вып. 2, 1952.

А. Г. БЛИСКАВКА,
Г. А. ГАБРИЭЛЯНЦ,
А. А. ЖЕЛЕЗНОВ,
Э. И. САПЕРСОН
М. А. ТКАЧУК

СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ И СЕВЕРНЫХ РАЙОНОВ ТУРКМЕНИИ

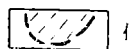
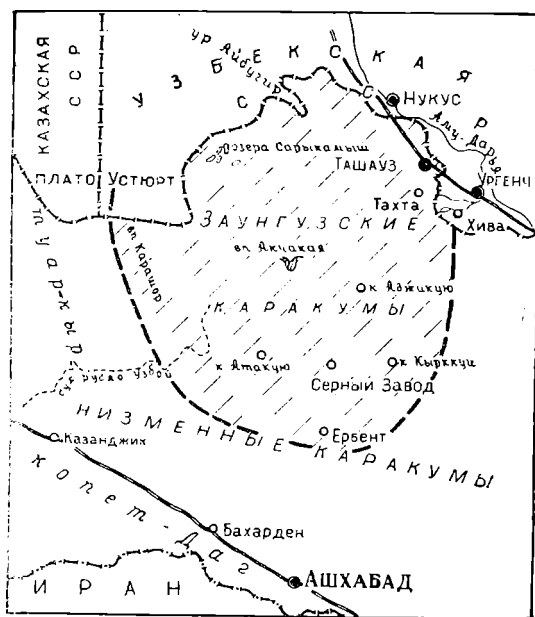
Предлагаемая схема стратиграфического расчленения палеогеновых отложений может быть применима для центральных и северных районов Туркмении, к которым авторы относят западную часть Низменных и Заунгузских Каракумов (районы Ербента, Серного завода, Дарвазы, колодцев Аджи-Кую и впадины Акча-Кая) и прилегающие к ним с запада и севера районы впадины Карашор, Сарыкамышской котловины и урочища Айбугир.

Отложения палеогена центральных и северных районов Туркмении обнажаются на ограниченных участках: во впадинах Акча-Кая, Карашор и в чинках урочища Айбугир (Железнов и Саперсон, 1961). На всей остальной площади они залегают под покровом более молодых отложений и вскрыты большим количеством скважин.

Первые краткие сведения о стратиграфии палеогена центральных и северных районов Туркмении приведены в работах Б. А. Петрушевского, Н. П. Лупова и В. Т. Балахматовой. Детальное изучение палеогеновых отложений стало проводиться с 1957 г., когда на изучаемой территории началось бурение многочисленных скважин.

В 1962 г. были опубликованы две местные схемы стратиграфического расчленения палеогеновых и эоценовых отложений, одна из которых базируется на изучении разрезов скважин центральных районов Туркмении (Блисковка, Габриэлянц, Ткачук, 1962), а другая — естественных выходов пород в северных районах (Саперсон, 1962).

Необходимость выработки местных схем расчленения палеогена обусловлена тем, что для этой территории в целом неприемлема ни одна из стратиграфических



Обзорная карта центральных и северных районов Туркмении:

1 — территория, для которой предлагается новая схема стратиграфического расчленения палеогеновых отложений.

схем сопредельных районов. Разрезы палеогена Мангышлака, Тургайского прогиба и востока Средней Азии отличаются иным вещественным составом пород, иными комплексами ископаемых фораминифер и присутствием в разрезах остатков моллюсков и нуммулитов.

Местные свиты в обеих схемах были выделены на основании изучения литологических особенностей пород, руководящих комплексов фораминифер и для разрезов скважин — каротажных характеристик.

Настоящая работа ставит своей целью создать единую стратиграфическую схему подразделения палеогеновых отложений обширной территории центральных и северных районов Туркмении. Палеогеновые отложения в пределах указанной территории предлагается разделить на восемь свит, название каждой из которых дано по тому географическому пункту, где данная свита наиболее характерна, то есть, где имеется наиболее полный её разрез и, как правило, максимальная мощность.

Названия двух нижних свит взяты из схемы расчленения палеогена центральной части Каракумов (Блискавка, Габриэлянц, Ткачук, 1962), а для вышележащих свит — из схем для северных районов Туркмении (Шуцкая, 1960) и Южного Приаралья (Иванова, Попов, Пантелеев, 1961). Название одной из свит (дауданская) приводится впервые.

Таблица 1

Схема расчленения палеогеновых и эоценовых отложений северных районов Туркмении и центральной части Каракумов и общая схема

Отдел	Подотдел	Северные районы Туркмении (Саперсон, 1962)	Центральная часть Каракумов (Блискавка, Габриэлянц, Ткачук, 1962)	Общая схема
Эоценовый	Верхний	Акчакаинская	Шиихская	Акчакаинская
		Куртышская	Сернозаводская	Куртышская
		Капланкырская	Не выделялась	Ильялинская (Иванова, Попов, Пантелеев, 1961)
	Средний	Карашорская	Бекуринская Дарвазинская	Карашорская
	Нижний	Аджикуинская		
Палеогеновый	Верхний		Кизылтакырская	Кизылтакырская
	Нижний	Лайлинская	Зеаглинская	Зеаглинская

Датский ярус

НИЖНИЙ ПАЛЕОЦЕН

Зеаглинская свита Pg₁¹ zg

Название свиты дано по бугру—останцу Зеагли,— в районе которого впервые детально изучен наиболее полный разрез нижнего палеоцена.

Отложениями этой свиты, залегающими со следами перерыва на датских известняках, начинается разрез палеогена. Зеаглинская свита представлена глинисто-карбо-

натной пачкой пород, отчетливо подразделяющейся на две части. Нижняя часть сложена глинами темно-зеленовато-серыми, жирными наощупь, с примесью алевроитового материала, слабо известковистыми. В районе пос. Ербент в глинах отмечены прослойки мергелей и известняков; несколько севернее пос. Серный завод глины замещаются мергелями. Мощность нижней части свиты изменяется от 1 до 4 м, увеличиваясь на некоторых участках до 10—15 м.

Верхняя часть представлена известняками глинистыми и алевролитоглинистыми, иногда органогенными, белыми и зеленовато-серыми с ходами илоедов в подошве слоя. Вверх по разрезу зеленовато-серые известняки серые с бурыми пятнами, а затем в известняки светло-коричневые. Мощность описанных известняков составляет обычно 1,5—2 м, а в районах Акчакая и Ербента увеличивается до 5—10 м.

Контакты отложений зеаглинской свиты с известняками датского яруса на отдельных участках неровные. В подошве зеаглинской свиты прослеживаются прослойки песчано-алевритового материала с гальками фосфоритов, линзочками глин и обломками известняков. Однако мощность датских известняков на таких участках не изменяется. Все это свидетельствует о том, что на границе верхнего мела и палеогена смена условий осадконакопления на исследуемой территории произошла довольно спокойно и лишь на отдельных площадях наблюдался незначительный размыв подстилающих отложений.

На исследуемой территории зеаглинская свита распространена не повсеместно. Отложения этой свиты отсутствуют в урочище Айбугир, во впадине Карашор и в разрезах некоторых скважин по профилю Серный завод—Тахта. В районе пос. Тахта отложения зеаглинской свиты снова появляются, но представлены уже другой фациальной разновидностью—песками разнородными, зеленовато-серыми, слегка уплотненными, мощностью до 4 м.

Отложения зеаглинской свиты центральных районов Туркмении в скважинах имеют очень характерную каротажную характеристику, которая позволяет проводить точную корреляцию описываемых отложений и помогает выделить их в разрезах скважин, пройденных без отбора керна. Известняковый слой зеаглинской свиты имеет максимальные кажущиеся электрические сопротивления, достигающие 10—18 ом. Электрические сопротивления глин равны всего 1,5—2 ом. Примечательно, что слои глин зеаглинской свиты имеют максимальную естественную радиоактивность во всем верхнемеловом и палеогеновом разрезе (до 25 гамм). Граница зеаглинской свиты с датским ярусом на каротажных диаграммах совпадает с максимумом радиоактивности пород и верхним спадом пика высоких сопротивлений датского известняка. Мощность свиты изменяется от 2 до 25 м.

Зеаглинская свита характеризуется присутствием следующего комплекса видов фораминифер: *Paragaudryina gigantea* Subb., *Vaginulina robusta* Plum., *Stensiöina whitei* Moroz., *Nuttallides trumpyi* Nuttall, *Eponides lotus* Schwager, *Anomalina danica* Brotz., *A. ekblomi* Brotz., *A. cf. umbilicatulula* Mjatl., *Cibicides comataeformis* Bykova in litt., *C. scrobilatus* Saperon in litt., *C. invisus* Vassil., *C. proprius* Brotz., *C. hemicompressus* Moroz., *Karrerria fallax* Rzehak, *Globigerina varianta* Subb., *Globorotalia cf. membranacea* Ehrenb. Сходный комплекс ископаемых фораминифер с резким преобладанием бентосных видов и почти полным отсутствием ископаемого планктона приведен Е. К. Шуцкой (1960) для нижнепалеоценовых отложений Восточного Крыма (нижнепалеоценовый возраст которых определен по находкам руководящих видов моллюсков).

Большинство видов этой ассоциации встречается и в датских и в палеоценовых отложениях юга СССР.

Кроме раковин фораминифер, в зеаглинской свите были найдены створки *Gryphaea* aff. *sinzovi* Netschaeu, типичные раковинки которых характерны для нижнепалеоценовых отложений Поволжья (определения А. В. Дмитриева).

Таким образом, нижнепалеоценовый возраст зеаглинской свиты доказывается комплексом ископаемых фораминифер и стратиграфическим положением между дат-

скими известняками с фауной морских ежей и моллюсков и вышележащими отложениями с верхнепалеоценовыми фораминиферами.

Породы зеаглинской свиты вместе с подстилающими их известняками датского яруса образуют характерный маркирующий горизонт, хорошо выделяющийся в скважинах на территории северных и центральных районов Туркмении.

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЦЕН И НИЖНИЙ ЭОЦЕН

Кизылтакырская свита (Pg_1^2 — Pg_2^1) st

Название свиты дано по району пресных колодцев Кизыл-Такыр, где породы этой свиты вскрыты скважинами. Свита складывается карбонатными породами—известковыми глинами и мергелями, преимущественно красноцветными, плотными. В низах свита представлена известковыми глинами буровато-желтого, желтовато-красного и редко серо-зеленого цвета. В верхней части свита складывается мергелями кирпичнокрасными и серыми с бурым или зеленоватым оттенком. Свита залегает согласно на подстилающих ее отложениях зеаглинской свиты. Полный разрез свиты вскрыт только скважинами; в урочище Айбугир и во впадине Карашор обнажается лишь верхняя часть свиты.

На коротажных диаграммах отложения кизылтакырской свиты выделяются довольно четко: на кривых КС—в виде зоны минимальных и средних значений кажущихся сопротивлений (1,5—3 ом), на кривых ГК—в виде второй пики после датско-нижнепалеоценового максимума естественной радиоактивности (до 15 гамм). Мощность свиты изменяется от 3,5 до 6 м на севере территории, увеличиваясь в южном направлении (у пос. Ербент) до 10—15 м.

Отложения кизылтакырской свиты очень богаты раковинами фораминифер, из которых часто состоит весь отмытый порошок. В отличие от зеаглинского, комплекс фораминифер кизылтакырской свиты представлен преимущественно планктоном (около 90% раковин). По содержанию ископаемых фораминифер свита отчетливо подразделяется на две части. В нижней части присутствуют виды: *Bolivinopsis kurtischensis* var. *limbosa* Balakhin*, *Stensiöina whitei* Moroz*, *S. caucasica* Subb., *Anomalina danica* Brotz., *Globigerina triloculinoides* Plum., *Acarinina subsphaerica* Subb. В верхней части свиты эти виды отсутствуют, за исключением *Acarinina subsphaerica* (Subb.) и впервые в разрезе появляются *Valvulineria intenta* Yuk., *Anomalina capitata* Gümbel., *Acarinina pentacamerata* Subb., *Truncorotalia subbotinae* Moroz., *T. lensiformis* Subb., *T. marginodentata* Subb.

Из нижнего горизонта нами приведены только те виды, которые являются обычными для верхнего палеоцена многих районов юга СССР—Кавказа, Крыма, Туркмении.

В верхнем комплексе присутствуют руководящие для нижнего эоцена Кавказа виды *Truncorotalia marginodentata* Subb., *T. lensiformis* Subb.

Таким образом, нижняя часть кизылтакырской свиты имеет верхнепалеоценовый возраст, а верхняя—нижнеэоценовый.

СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

Карашорская свита Pg_2^2 k

Свита названа по впадине Карашор, где она в обнажениях восточного борта представлена наиболее полными разрезами. Свита складывается карбонатными породами—мергелями и глинистыми известняками с подчиненными маломощными (от 5 см до

* Виды, отмеченные звездочкой, не характерны для отложений моложе палеоценовых.

45 см). прослоями известковистых глин. В естественных обнажениях (урочище Айбугир и впадина Карашор) свита имеет общую желтую, желто-серую окраску со светлоресничными или желто-бурыми полосами. В скважинах окраска мергелей и глинистых известняков изменяется от светло-серой до почти черной, что связано с их значительной пиритизацией и присутствием органического вещества. Породы карашорской свиты слоистые, плитчатые. Более темные разности обычно содержат большое количество чешуи рыб.

Карашорская свита залегает на нижележащей кизылтакырской свите согласно, с постепенным переходом.

Отложения карашорской свиты на исследуемой территории распространены повсеместно.

На каротажных диаграммах известнякам и мергелям карашорской свиты соответствуют зоны относительно повышенных кажущихся удельных сопротивлений (до 10 ом), а глинам—зоны низких сопротивлений (2 ом), отрицательных значений ПС и повышенной естественной радиоактивности. Выделяется четкий пикообразный репер на кривых КС и ГК, соответствующий пласту известняка, по подошве которого проводится граница между карашорской и кизылтакырской свитами.

Мощность свиты изменяется от 20 до 60 м.

Для карашорской свиты характерен разнообразный комплекс ископаемых фораминифер: *Paragaudryina pseudonavarroana* Balakhm., *Pobulus iljini* Бук., *Anomalina ammophila* Gumbel var. *delicatula* Balakhm., *A. pseudoacuta* Nikit. in litt., *Cibicides eoacenus* Gumbel, *Globigerina pseudoeoacena* Subb., *G. eoacena* Terquem., *Acarinina crassaformis* Gallowey et Wissler, *A. pseudotopilensis* Subb., *Truncorotalia aragonensis* Nuttall., *Bulimina mitgarziana* Balakhm., *Hopkinsina botryoides* Balakhm. и многие другие планктонные и бентосные виды. В комплексе преобладают раковины планктонных видов, особенно рода *Acarinina*.

Видовой состав этого комплекса существенно отличается от комплекса нижележащей кизылтакырской свиты. Виды *Paragaudryina pseudonavarroana* Balakhm., *Acarinina crassaformis* Gallowey et Wissler и другие, входящие в комплекс фораминифер карашорской свиты, широко распространены в среднеэоценовых отложениях юга СССР: в усаковской свите Мангышлака, в средней части черкесского горизонта Центрального Предкавказья (Субботина, 1953). Таким образом, по комплексу фораминифер карашорскую свиту можно отнести к среднему эоцену.

ИЛЬЯЛИНСКАЯ СВИТА

Верхний эоцен

Ильялинская свита впервые выделена в основании верхнего эоцена Южного Приаралья в разрезах скважин, пробуренных в районе пос. Ильялы (Иванова, Попов Пантелеев, 1961).

Свита складывается мергелями и известковыми глинами светло-коричневыми, серыми и бурыми с характерным зеленым оттенком, слоистыми, местами листоватыми рыхлыми, с большим количеством чешуи рыб, с прослоями бентонитовых глин мощностью до 15 см.

В южной части описываемой территории ильялинская свита сложена исключительно известковыми глинами, в северной и северо-западной разрез свиты становится более карбонатным: в урочище Айбугир—мергельным, а в южной части Сарыкамышской котловины—известняковым.

На подстилающих отложениях карашорской свиты описываемая свита залегает согласно. Отложения ее распространены повсеместно, обнажаясь в чинках урочища Айбугир, во впадине Карашор, и вскрыта большинством скважин.

В отличие от карашорской ильялинская свита характеризуется низкими значениями кажущихся сопротивлений (0,8—1,2 ом), положительными значениями ПС и

относительно высокой гамма-активностью. Граница карашорской и ильялинской свит на каротажных кривых очень четко вырисовывается по описанной выше смене каротажных характеристик.

Мощность свиты меняется от 7 до 18 м.

Для ильялинской свиты характерен разнообразный комплекс фораминифер с преобладанием бентосных видов: *Clavulinoides australis* Balakhm. et Sapersov, *Margulinia fragaria* Gumbel, *Robulus subpapillosus* Nuttall, *R. romeri* Reuss, *Anomalina ammophila* Gumbel var. *crassa* Balakhm., *Cibicides westi* Howe, var. *arguta* Byk., *C. hadjibulakensis* Byk., *Globigerina frontosa* Subb., *Acarinina kiewensis* Moroz., *A. rotundimarginata* Subb., *Bulimina sculptilis* Cushman и др. Из перечисленных форм виды *Globigerina frontosa* Subb. и *Acarinina kiewensis* Moroz. указываются В. Г. Морозовой как характерные для керестинского горизонта (верхний эоцен) Сало-Ергенинской возвышенности (Морозова, Судариков, 1959). Вид *Acarinina rotundimarginata* Subb. — зональный вид одноименной подзоны, относимой Н. Н. Субботиной к низам верхнего эоцена (1953). На основании этих данных возраст ильялинской свиты определен верхнеэоценовым. По мнению авторов данной статьи, породы ильялинской свиты являются аналогами лишь зоны *Acarinina rotundimarginata*, а не части зоны *Acarinina crassaformis* и зоны *Acarinina rotundimarginata*, как считают авторы свиты В. А. Иванова, Н. Г. Попов и Г. Ф. Пантелеев (1961).

Куртышская свита Pg³ kur

Свита названа по району Куртыш-баба, где скважинами вскрыты её максимальные мощности.

Сложена свита глинами и мергелями. Глины известковые, в отдельных прослоях известковые, серо-зеленые и зеленые, чаще неслоистые или неяснослоистые, с раковистым или полураковистым изломом, с включениями чешуи рыб. Мергели серые и светло-серые, с буроватым или коричневатым оттенком, рыхлые, легкие местами плитчатые, тонкоплитчатые, с зарослями бентонитовых глин, с чешуёй рыб и местами с растительными остатками.

Для куртышской свиты характерно изменение её литологического состава по площади. В северной части описываемой территории, несколько южнее урочища Айбугир, она складывается мергелями. Южнее и юго-восточнее куртышская свита представлена известковыми или слабоизвестковыми глинами и лишь в подошве — мергелями.

В районе пос. Серный завод внутри куртышской свиты встречается своеобразная брекчиевая толща, названная сернозаводской, сложена она обломками пород от туронского до эоценового возраста сцементированными глинами куртышской свиты. В этой толще обнаружены переотложенные остатки меловых и палеогеновых видов фораминифер и радиолярий. Образование этой толщи связано с тектоническими подвижками, происходившими в указанном районе в куртышское время (Габриэлянц и Блискавка, 1961). Мощность ее изменяется от 0 до 70 м.

На территории северных и центральных районов Туркмении куртышская свита распространена почти повсеместно. Она вскрыта большим числом скважин и обнажается в урочище Айбугир, впадине Карашор и Сарыкамышской котловине.

Куртышская свита залегает согласно на отложениях ильялинской свиты.

Породы куртышской свиты на каротажных диаграммах характеризуются слабо дифференцированными кривыми КС, ПС и ГК. Значения кажущихся сопротивлений мергелей несколько превышают сопротивления глин и равняются 3—5 ом. На диаграммах естественной радиоактивности граница описываемой свиты с нижележащей резкая и выражается в виде максимума гамма-активности.

Мощность свиты изменяется от 40—50 м и до 250—300 и более метров в северо-восточной части территории (район возвышенности Куртыш-баба).

Для этой свиты характерны два различных комплекса фораминифер, видовой состав которых зависит от фациальных особенностей вмещающих эти комплексы отложений. К более карбонатным породам—мергелям и известковым глинам приурочен комплекс, состоящий из большого количества раковин планктонных фораминифер: *Globigerina pseudocorpulenta* Chalilov, *G. turkmenica* Chalilov, *G. inflata* Orb., *Hastirigerina micra* Cole. Другой комплекс, характерный для слабоизвестковых и неизвестковых глин куртышской свиты, состоит из многочисленных скелетов радиолярий *Ellipsoxiphus chabakovi* Lipman, единичных фораминифер с агглютированной раковиной *Bolivinaopsis turgaicus* Balakhin и *Haplophragmoides macer* Ter-Grigorjan in litt. Виды *Globigerina pseudocorpulenta* Chalilov и *G. turkmenica* Chalilov характерны для верхнеэоценовых отложений Азербайджана и Малого Балхана. Виды *Globigerina inflata* и *Hastirigerina micra* Cole встречаются в массовых скоплениях в низах верхнеэоценовых отложений в кумской свите Северного Кавказа, Крыма, Мангышлака. Радиоляриевая ассоциация характерна для верхнеэоценовых отложений Тургайского прогиба, Кизылкумов.

Таким образом, комплекс фораминифер и радиолярий, встреченный в куртышской свите, определяет её верхнеэоценовый возраст.

Акчакаинская свита Pg₂³ ак

Типичные разрезы этой свиты прослеживаются в обнажениях впадины Акчакая.

Свита складывается преимущественно мергелями и лишь в кровле—известковыми глинами. Породы светло-серые, с голубоватым оттенком, светло-коричневые, кирпично-красные, розовые, малиновые и в отдельных прослоях белого и темно-коричневого цвета. Обычно они массивные, неслоистые с полураковистым или щебнистым изломом.

Акчакаинская свита залегает согласно на отложениях подстилающей ее куртышской свиты и по пестрой окраске пород может служить хорошим маркирующим горизонтом.

Отложения описываемой свиты вскрыты большим количеством скважин. В обнажениях эту свиту можно наблюдать кроме впадины Акчакая также и в урочище Айбугир. Во впадине Карашор и в Сарыкамышской котловине отложения полностью размыты в предмиоценовое время.

Каротажная характеристика мергелей и глин акчакаинской свиты мало отличается от таковой описанных выше куртышской свиты. Значения кажущихся сопротивлений не превышают 3 ом, кривая ПС слабо дифференцирована и характеризуется положительными значениями. Мощность свиты колеблется в пределах 34—45 м, а в восточной части северных районов увеличивается до 60—75 м.

Ассоциация фораминифер этой свиты разнообразна и богата по видовому составу. Бентосные формы значительно преобладают над немногочисленными планктонными видами. Раковинки фораминифер крупные, хорошо скульптурированные. Здесь встречаются: *Clavulina szaboi* Hantken, *C. colomi* Hagb., *Nonion dosularensis* Chalilov, *Cibicides costatus* Hantken, *Globigerina corpulenta* Subb., *Bolivina antegressa* Subb., *B. nobilisa* Hantken, *Uvigerina jacksonensis* Cushman, *U. pygmaea* Orb., *U. hispida* Schwaag, *U. asperula* Czjzek и другие виды.

Большинство видов этого комплекса широко распространены в верхах верхнеэоценовых отложений юга СССР: в адаевской свите Мангышлака, в белоглинской свите Восточной Кубани.

Верхнеэоценовый возраст акчакаинской свиты подтверждается и единичными находками устриц: *Gryphaea brongniarti* Bronn. var. *quetteleti* Nyst. (определения И. А. Коробкова) и отпечатки растений *Azolla vera* Kryshch.

ДАУДАНСКАЯ СВИТА

Нижний олигоцен Pg₃¹ dn

Свита расположена в районе сухого русла Даудана и носит его название. Здесь наблюдаются её максимальные мощности.

Эта свита представлена глинами зелёными и зеленовато-серыми, плотными, иногда тонкослоистыми, преимущественно некарбонатными, местами слабоизвестковыми, залегающими на отложениях акчакаинской свиты без видимого несогласия. На исследуемой территории отложения дауданской свиты распространены повсеместно. В северо-восточной погруженной части площади (Дарьялык-Дауданский прогиб) имеется полный их разрез. На всей остальной площади отложения этой свиты либо отсутствуют (Центрально-Каракумский свод), либо присутствует их нижняя часть, а остальная часть свиты уничтожена предмиоценовым размывом (урочище Айбугир, впадина Акча-Кая, район пос. Ербент).

На коротажных диаграммах для пород дауданской свиты характерны слабодифференцированные кривые КС и ГК. Величины кажущихся сопротивлений не превышают 1—1,5 омм, а радиоактивности 9 гамм.

Мощность свиты достигает 200 м.

Комплекс фораминифер дауданской свиты зависит от степени карбонатности вмещающих их пород. В более известковых глинах ассоциация фораминифер более разнообразна, характерными формами являются *Cibicides almaensis* Samoilova, *C. pseudoungerianus* Cushman, *Globigerina officinalis* Subb., которые впервые появляются в отложениях дауданской свиты. Виды *Bolivina carinatus* Orb., *Karrerella siphonella* Reuss, *Baggina iphigenia* Samoilova, *Nonion dosularensis* Chailov, *Bolivina microlancetiformis* Subb. встречаются и в нижележащей акчакаинской свите.

В тех случаях, когда разрез олигоцена начинается бескарбонатными породами, комплекс микрофауны в нем очень обеднен по сравнению с нижележащим. В таких отложениях встречаются единичные раковины *Globigerina officinalis* Subb., неопределимые ядра *Globigerina* sp., представители семейства *Miliolidae*. Часто в породе остаются только пиритизированные ядра фораминифер. Такая картина резкого обеднения комплекса фораминифер в начале олигоценового времени характерна и для майкопских отложений (хадумского горизонта) Северного Кавказа.

Присутствие руководящих нижнеолигоценовых видов в карбонатных породах и сходство обедненных комплексов изучаемого района с нижним майкопом Кавказа позволяют относить отложения дауданской свиты к нижнему олигоцену.

СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ОЛИГОЦЕН И НИЖНИЙ МИОЦЕН

Дарьялыкская свита (Pg₂²⁻³—N₁) dr

Свита впервые выделена для районов Южного Приаралья, где она широко распространена и имеет максимальную мощность (Иванова, Попов, Пантелеев, 1961).

Отложения этой свиты представлены глинами зеленовато-серыми и серыми с коричневым оттенком, в верхней части пестроцветными—коричневыми, бурыми, красно-бурыми, алевроитовыми. В верхах разреза в глинах присутствует гипс в виде незначительных прожилок.

На нижележащих отложениях дарьялыкская свита залегает согласно и резко отличается по цвету пород.

На исследуемой площади свита распространена только в северо-восточной части, в Дарьялык-Дауданском прогибе.

На коротажных диаграммах кривая ПС при переходе от нижнеолигоценовых к среднеолигоценовым породам сдвигается в сторону отрицательных значений, что

связано с большим обогащением пород терригенным материалом. Несколько повышается радиоактивность, достигая 15 гамм. Кривая КС остается неизменной, значения её колеблются от 1 до 3 омм.

Мощность свиты достигает 200 м.

В нижней части встречена разнообразная ассоциация фораминифер: *Robulus herrmanni* Andraeae, *Cibicides almaensis* Samoilova, *C. pseudoungerianus* Cushman, *Uvigerinella californica* Cushman var. *parva* Leimig, *Planorbulina hadley* Balakhin. Эти виды характерны для среднеолигоценовых отложений юга СССР.

Выше по разрезу залегают породы с более бедным сообществом фораминифер. Здесь встречаются *Spiroplectamina terekensis* Bogd., *Pseudoparella caucasica* Bogd., *Caucasica schischkinskyae* Samoilova. В скважинах Южного Приаралья вместе с комплексом фораминифер встречены верхнеолигоценовые моллюски (Иванова, Попов, Пантелеев, 1961).

В верхней части свиты видовой состав комплекса фораминифер меняются. Впервые в разрезе появляются *Elphidium onerosum* Bogd., *Nonion polymorphus* Bogd., *N. martkobi* Bogd. и другие виды, характерные для нижнемиоценовых отложений юга СССР.

Таким образом, возраст дарьялыкской свиты по комплексам фораминифер и моллюсков датируется как средний—верхний олигоцен и нижний миоцен.

Т а б л и ц а 2

Общая схема расчленения палеогеновых отложений Центральной и Северной Туркмении

Отдел	Подотдел	Местные свиты	Мощность, м	Краткая литологическая характеристика	Характерные виды фораминифер
Миоценовый	Нижний				<i>Nonion martkobi</i> Bogd., <i>Uvigerinella californica</i> Cushman, <i>Planorbulina hadley</i> Balakhin, <i>Robulus herrmanni</i> Andraeae
	Средний	Дарьялыкская	до 200	Глины пестроокрашенные, зеленовато-серые, бурые, красно-бурые	
Олигоценовый	Верхний				
	Нижний	Дауданская	до 200	Глины зеленые и зеленовато-серые	<i>Cibicides almaensis</i> Samoilova, <i>C. pseudoungerianus</i> Cushman, <i>Globigerina officinalis</i> Subb.
Эоценовый	Верхний	Акчакаинская	35—75	Мергели, глинистые мергели, кирпично-красные, светло-серые, малиновые	<i>Clavulinoides szabo</i> Hantken, <i>Cibicides costatus</i> Hantken, <i>Bolivina antegressa</i> Subb., <i>Uvigerina jacksonensis</i> Cushman.
		Куртышская	40—300	Глины известковистые, глинистые мергели, зеленые, серо-зеленые	<i>Bolivinopsis turgalcus</i> Balakhin, <i>Globigerina pseudocorpulenta</i> Chalilov, <i>G. turkmenica</i> Chalilov.

Отдел	Подотдел	Местные свиты	Мощность, м	Краткая литологическая характеристика	Характерные виды фораминифер
Эоценовый	Верхний	Ильялинская	7—18	Глинистые мергели и известковистые глины серые, светло-коричневые	<i>Cibicides westi</i> H o w e var. <i>arguta</i> N. B y k., <i>Globigerina frontosa</i> S u b b., <i>Acarinina kiewensis</i> M o r o z., <i>A. rotundimarginata</i> S u b b.
	Средний	Карашорская	20—60	Глинистые известняки и мергели желтые, серые, темно-серые	<i>Paragaudryina pseudonavarroana</i> B a l a k h m., <i>Acarinina pseudotopilensis</i> S u b b., <i>A. crassaformis</i> G a l l. et W i s s l e r
	Нижний	Кизылтакырская	3,5—15,0	Мергели глинистые пестроокрашенные, красные, кирпично-красные, светло-серые. Глины известковистые, буровато-желтые, серо-зеленые	<i>Anomalina capitata</i> G u m b e l, <i>Truncorotalia marginodentata</i> S u b b., <i>Acarinina pentacamerata</i> S u b b., <i>Bolivinopsis kurtischenensis</i> var. <i>limbosa</i> B a l a k h m., <i>Stensioina whitei</i> M o r o z.
Палеоценовый	Верхний				
	Нижний	Зеаглинская	4—25	Известняки серые и зеленовато-серые с устрицами. Глины темно-зеленовато-серые, известковистые	<i>Nuttaliides trümpyi</i> N u t t a l l, <i>Cibicides invisus</i> V a s s i l., <i>C. proprius</i> B r o t z.

A. G. BLISKAVKA,
G. A. GABRIELYANTS,
A. A. ZHELEZNOVA,
E. I. SAPERSON,
M. A. TKACHUK

STRATIGRAPHIC SCHEME FOR PALEOGENE DEPOSITS DEVELOPED IN THE CENTRE AND THE NORTH OF TURKMEHISTAN

Abstract

The Paleogene sequence in the central and northern regions of Turkmenistan may be referred to as an intermediate type between the one peculiar to Caucasus and that, which is characteristic of the Middle Asia. This fact necessarily required a local stratigraphic scheme for Paleogene to be elaborated. A great amount of geological survey and drilling data obtained in the course of the last years have allowed such a scheme to be worked out, and differentiated into the following local stratigraphic formations (suites): Zeagli (Pg₁¹ Zg) argillocarbonaceous, the Kyzyltakyr (Pg₂²—Pg₂¹) ct variegated argillocarbonaceous, the Karashor (Pg₂²K)—carbonate, the argillaceous Ilyali (Pg₃³ il) and Kurtysh (Pg₃³ Kur) ones, the Akchakaya (Pg₃³ ak) carbonate, the Daudan (Pg₃¹ dn) and Daryalyk (Pg₃²—3—N₁) dr variegated argillaceous.

ЛИТЕРАТУРА

- Блискавка А. Г., Габриэлянц Г. А., Ткачук М. А. Новая схема стратиграфического расчленения отложений центральной части Каракумов в связи с поисками нефтяных структур. Изв. высших учебных заведений, нефть и газ, № 7, Баку, 1962.
- Габриэлянц Г. А., Блискавка А. Г. О тектонических нарушениях в центральной части Каракумов. Тр. ВНИГНИ, вып. 30, 1961.
- Железнов А. А., Саперсон Э. И. К стратиграфии палеогеновых отложений впадины Карашор. Проблемы нефтегазоносности Средней Азии, т. 2, вып. 46, 1961.
- Иванова В. А., Попов Н. Г., Пантелеев Г. Ф. Новые данные о стратиграфии палеогеновых отложений Южного Приаралья. Тр. СГПК, вып. 2. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Морозова В. Г., Судариков Ю. А. Керестинская свита верхнего эоцена Сало-Ергенинской возвышенности и её стратиграфическое значение. ДАН СССР, т 125, № 1, 1959.
- Саперсон Э. И., Железнов А. А. Схема расчленения палеоцена и эоцена Северной Туркмении. ДАН СССР, т. 144, № 4, 1962.
- Субботина Н. Н. Ископаемые фораминиферы СССР. Глобогериниды, ханткенииды, глобороталииды. М., Гостоптехиздат, 1953.
- Щуцкая Е. К. Фораминиферы верхнего палеоцена Юго-Западного Крыма. Тр. ВНИГНИ, вып. 16, 1960.
-

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО МИОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОГО, ЗАПАДНОГО КОПЕТ-ДАГА И ПРИКОПЕТДАГСКОЙ ВПАДИНЫ*

В пределах Западного, Центрального Копет-Дага и Прикопетдагской впадины верхний миоцен представлен морскими отложениями нижнего и среднего сармата и полуконтинентальными осадками надсарматской и казганчайской свит. Достоверно известные выходы морского или континентального мезотиса здесь не известны.

* САРМАТСКИЙ ЯРУС

Площадь распространения морских отложений сармата в пределах Копет-Дага полностью совпадает с площадью развития отложений среднего миоцена. По северным предгорьям Копет-Дага выходы их тянутся до железнодорожной станции Келята включительно, а по Прикопетдагской впадине, по данным бурения, они прослеживаются до меридиана Ашхабада. В Юго-Западном Копет-Даге крайние восточные выходы верхнего миоцена находятся на хребтах Кизыл-Бурун и Малый Кулмач, а крайние южные—на горе Сирим.

Наличие сарматских отложений в Копет-Даге впервые установлено К. И. Богдановичем в районе Кизыл-Арвата в 1890 г. на основании найденной им фауны: *Cardium obsoletum* Eichw., *Tapes gregaria* Partsch., *Ervilia disita* Eichw., *Cerithium podolica* Eichw. В 1913 г. Н. И. Андрусов выделил сармат на хребтах Ак-Даг, Узек-Даг, Иланлы и по характеру фауны моллюсков расценил на два подъяруса—нижний и средний.

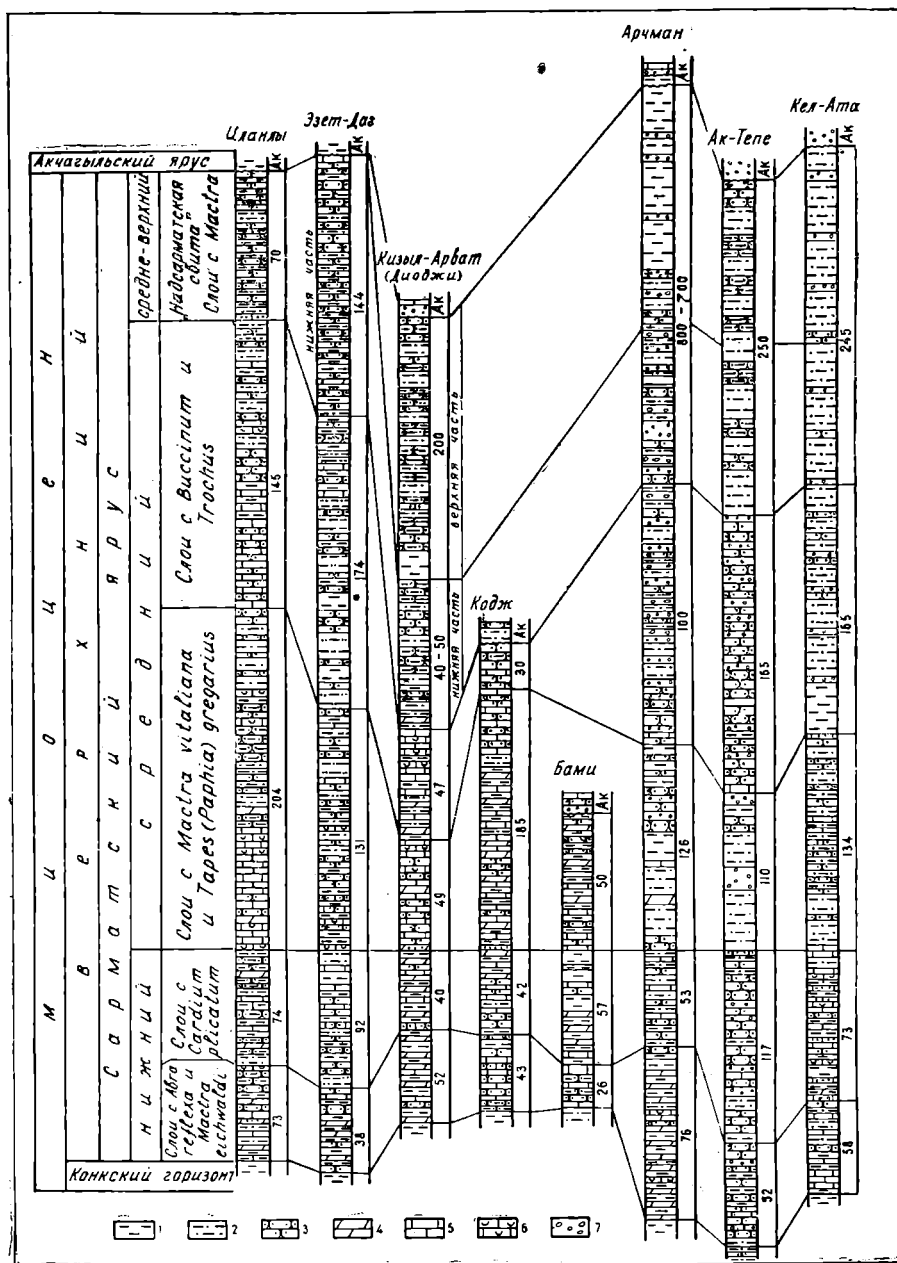
В дальнейшем исследованиями И. И. Никшича (1931—1933), П. И. Калугина, В. Н. Огнева (1938), М. П. Сукачевой, М. И. Варенцова, А. Р. Бурачек, Г. К. Литвина, Г. В. Шведова, А. В. Данова (1957), Н. П. Костенко и других установлено широкое распространение сарматских отложений в Западном и Центральном Копет-Даге. Двухъярусное же деление, установленное Н. И. Андрусовым, стало общепринятым.

Специальные стратиграфические и стратиграфо-палеонтологические исследования миоценовых, в том числе и сарматских отложений Копет-Дага, начаты лишь в последние годы, почти одновременно с нашими работами.

В частности, в 1956—1959 гг. разрезы миоценовых (в том числе и сарматских) отложений Западного Копет-Дага были изучены сначала С. Д. Ивановым и Н. С. Соловьёвой, а затем А. Я. Ларченковым. В результате этих исследований были значительно уточнены характер литофации и мощность сарматских отложений.

* Подобные сведения о стратиграфии, фауны и фации среднего миоцена Копет-Дага опубликованы в работе авторов за 1962 г.

Схема стратиграфического расчленения и сопоставления верхнемиоценовых отложений Центрального и Западного Копет-Дага



1—глины, 2—глины песчаные, 3—песчаники, 4—мергели, 5—известняки, 6—известняки-ракушечники, 7—гравийные конгломераты.

С. Д. Ивановым был выяснен верхнемиоценовый возраст отложений „надсарматской“ свиты и плиоценовый возраст „подакчагыльской“ свиты, которые предыдущими исследователями считались разновозрастными и относились к верхнему миоцену и нижнему-среднему плиоцену.

М. М. Судо (1963), изучив сарматские отложения хребта Иланлы, расчленил их на восемь слоев.

В результате наших работ, проведенных в 1958—1963 гг., удалось уточнить границу между средним и верхним миоценом и между нижним и средним сарматом, а также установить возраст надсарматской и казганчайской свит и по характеру распределения фауны моллюсков расчленил сарматские отложения на четыре слоя.

В комплексе микрофауны удалось выделить характерные ассоциации остракод и фораминифер для нижнего и для среднего сармата.

Нижний сармат

Характеристику отложений нижнего сармата начнем с хребтов Узек-Даг, Иланлы, Эзет-Даг и Кара-Гез, где они представлены в наибольшей мощности и состоят в основном из чередования светло-серых с синевато-голубоватым оттенком, известковистых глин и песчаников с отдельными пластами известняков, известняков-ракушечников и мергелей. В разрезе преобладают глины. Залегают они согласно и без видимых признаков размыва на веселянских слоях конкского горизонта.

По характеру распределения фауны моллюсков они хорошо расчленяются на два слоя: нижний (слой с *Arba reflexa* и *Macra eichwaldi*), верхний (слой с *Cardium plicatum*).

Отложения слоев с *Arba reflexa* и *Macra eichwaldi* характеризуются наличием видов *Arba reflexa* Eichw., *Macra eichwaldi* Lask., *Cardium ruthenicum* Hilb., *C. praeplicatum* Hilb., *C. lithopodolicum* Dub., *C. vindobonense* Kol., *Paphia (Tapes) vitaliana* Orb., *P. vitaliana aksajica* (Bog.), *Ervilia dissita* Eichw., *Solen subfragilis* Eichw., *Buccinum triformis* Kol. var. *pellax* Kol., *Modiola sarmatica* Gat., *Bulla* sp., и др. Преобладающими среди них являются первые два вида. Мощность их на Эзет-Даге 38 м, на Иланлы—73—74 м и на Узек-Даге—36 м.

Отложения слоев с *Cardium plicatum* характеризуются наличием видов *Cardium plicatum* Hilb., *C. ustjurtense* Kol., *C. danovi* Kol., *C. naliokini* Kol., *C. transkarpaticum* Grischk., *C. vindobonense* Kol., *C. plicatofittoni* Sinz., *Paphia (Tapes) vitaliana* Orb., *P. vitaliana* var. *madiosarmatica* Andr., *P. vitaliana aksajica* Bog., *Ervilia dissita* Eichw., *Modiola* ex. gr. *sarmatica* Gat., *Macra eichwaldi* Lask., *Gryptomacra pseudotellina* Andr., *Bulla urupensis* Kol., и *Buccinum* sp. Преобладающим видом является *C. plicatum*. Мощность их на Эзет-Даге 92—93 м, на Иланлы—75 м и на Узек-Даге 82 м.

В распределении комплекса остракод и фораминифер нижнего сармата указанных площадей также наблюдаются некоторые изменения, позволяющие выделить в них два горизонта. Однако характер выдержанности их в других районах еще не проверен, поэтому сделать какие-либо заключения по этому поводу в настоящее время считаем преждевременным.

Наиболее часто встречающимися в нижнем сармате видами являются фораминиферы *Nonion markobi* Bogd., и *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.) и остракоды *Loxoconcha* aff. *markovae* Schn. in litt., *L. rarapunctillata* Vorosch., *Leptocythere mironovi* Schn., *L. zeivensis* Vorosch., *L. naviculata* Vorosch., *Xestoleberis lutrae* Schn., *Trachyleberis sarmatica* Zal., *T. kolesnikovii* Schn., *T. levis* Schn.

Общая мощность отложений нижнего сармата на северо-западном склоне Узек-Дага 117 м, на северном склоне Иланлы 137 м и на северо-восточном склоне Эзет-Дага—128 м.

В южной части Юго-Западного Копет-Дага на хребтах Ораз-Деу, Майкран, Акча-Даг отложения нижнего сармата также представлены в песчано-глинистой фации. Так, например, на северо-западном склоне хребта Акча-Даг они состоят в основном из серых и светло-серых с синевато-голубоватым оттенком глин с пластами и прос-

лойками мелко- и среднезернистых, желтовато-серых песчаников, известняков, известняков-ракушечников и песчаных мергелей.

По характеру фауны моллюсков хорошо выделяются оба указанные выше слоя. Мощность каждого из них не превышает 20—26 м.

В составе микрофауны преобладающую роль играют отмеченные выше виды остракод и фораминифер, но появляются и некоторые новые формы, отсутствующие в том районе. В частности, среди остракод присутствуют единичные экземпляры *Leptocythere spinulosa* Vorosh., а среди фораминифер некоторые новые виды родов *Elphidium* и *Nonion*.

Общая мощность отложений нижнего сармата в северо-западной части хребта Акча-Даг 37 м.

В центральных участках Юго-Западного Копет-Дага (Арчалы-Даг, Калаус) отложения нижнего сармата представлены светло-серыми с розоватым оттенком песчанистыми, оолитовыми известняками, пористыми известняками-ракушечниками и известковыми, оолитовыми песчаниками.

Мощность их на южном склоне Калауса 32—33 м и на южном склоне хребта Арчалы-Даг — 47 м. По характеру фауны моллюсков здесь также хорошо выделяют слои с *Abra reflexa* и *Mastra eichwaldi* и слои с *Cardium plicatum*. Первый характеризуется наличием видов *Abra reflexa* Eichw., *Mastra eichwaldi* Lask., *Cardium ruthenicum* Hilb., *C. praeplicatum* Hilb., *C. lithopodolicum* Dub., *Buccinum* sp. и *Trochus* sp. Мощность его в Калаусе 14—15 м, а на Арчалы-Даге около 10 м.

Слои с *Cardium plicatum* устанавливаются наличием раковин *Cardium plicatum* Eichw. и редких экземпляров *C. lithopodolicum* Dub., *C. praepodolicum* Hilb., *Mastra eichwaldi* Lask. Мощность их на обеих площадях не превышает 17 м.

На южном склоне хребта Яловач нижний сармат представлен только слоями с *Abra reflexa* и *Mastra eichwaldi* мощностью 13 м. Отложения слоев с *Cardium plicatum*, а также отложения среднего сармата здесь уничтожены последующим разрывом.

В юго-восточных районах Копет-Дага (Большой и Малый Кулмач, Кизыл-Бурун) отложения нижнего сармата представлены в песчано-глинисто-известковой фации.

В частности, на северном склоне хребта Малый Кулмач они состоят из серых и буровато-серых песчаных глин, мергелей, желтовато- и буровато-серых средне- и крупнозернистых, известковых песчаников и песчаных известняков и известняков-ракушечников. Характер встреченной фауны не позволяет расчленить нижнесарматские отложения этого района. В глинистых и песчаных пластах встречена богатая микрофауна, состоящая из остракод *Trachyleberis* aff. *sarmatica* Zal., *T. kolesnikovii* Schn., *Loxoconcha* aff. *impressa* Brady., *Leptocythere mironovi* Schn., *L.* aff. *zevensis* Vorosh., *Xestoleberis pinnata* Step. и фораминифер *Nonion* sp., *Miliolina* sp., *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.). Мощность отложений нижнего сармата на северном склоне Малого Кулмача достигает 40 м.

На южном склоне хребта Кизыл-Бурун отложения нижнего сармата представлены серыми и светло-серыми с синевато-голубоватым оттенком песчанистыми глинами и мелко- и среднезернистыми песчаниками с отдельными небольшими пластами песчаных известняков, известняков-ракушечников и песчаных мергелей.

По характеру фауны моллюсков хорошо выделяются оба указанных выше слоя. Слои с *Abra reflexa* и *Mastra eichwaldi* характеризуются наличием богатой фауны: *Abra reflexa* Eichw., *Mastra eichwaldi* Lask., и видов: *Paphia* (*Tapes*) *vitaliana* Orb., *P. vitaliana aksajica* Bog., *Cardium ruthenicum* Hilb., *C. ex. gr. vindobonense* Kol. Мощность 29 м.

Слои с *Cardium plicatum* характеризуются наличием многочисленных раковин *C. plicatum* Hilb., и видов *C. ustjurtense* Kol., *C. aff. vindobonense* Kol., *C. aff. fittoni* Orb., *Tapes vitaliana aksajica* Bogd., *Paphia vitaliana* Orb., *Modiola sarmatica* Gat., *Mastra* aff. *eichwaldi* Lask., *Donax dentiger* Eichw., *D.* aff.

lucidus Eichw., *Solen subfragilis* Eichw., *Buccinum* ex. gr. *duplicatum* Kol. *Bulla* sp., *Trochus* sp. Мощность 42 м.

Микрофауна в обоих слоях богатая и состоит из остракод *Trachyleberis* aff. *sarmatica* Zal., *T. kolesnikovi* Schn., *T. levis* Schn., *Leptocythere mironovi* Schn., *L. aff. parvula* Schn., *L. aff. naviculata* Schn., *L. zeivensis* Vorosh., *Xestoleberis* aff. *elongata* Schn., *X. lutrae* Schn., и фораминифер: *Nonion marthkobi* Bogd., *N. granosus* (Orb.), *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.), *E. aculeatum* Orb.

Общая мощность отложений нижнего сармата в западной части хребта Кизыл-Бурун — 71 м.

Характер нижнесарматских отложений в крайней южной части Юго-Западного Копет-Дага (хребет Сирим) резко отличается от других площадей описываемого района. Здесь они состоят из серых, светло-серых с коричневато-буроватым оттенком известковистых глин и мелко- и среднезернистых красновато-бурых, иногда рыхлых песчаников с небольшими, но частыми пластами серых с буроватым оттенком известняков и известняков-ракушечников. Из фауны моллюсков встречаются *Abra reflexa* Eichw., *Mactra eichwaldi* Lask., *Cardium praeplacatum* Hilb., *Cardium* aff. *ruthenicum* Hilb., *vaphia vitaliana* Orb., *Modiola sarmatica* Bulla sp. nov., *Buccinum* sp., состав их указывает на присутствие в этом районе только слоев с *Abra reflexa* и *Mactra eichwaldi*. Верхняя часть нижнего сармата и отложения среднего сармата уничтожены размывом.

Микрофауна состоит из остракод *Loxoconcha* sp., *Leptocythere mironovi* Schn., *Leptocythere* aff. *zeivensis* Vorosh., *Xestoleberis lutrae* Schn., *X. aff. pinnata* Step., *Trachyleberis* sp. indet., фораминифер: *Miliolina* sp. и единичных представителей *Nonion* и *Elphidium*. Мощность сохранившейся от размыва части нижнесарматских отложений на северном склоне хребта Сирим равна 25,5 м.

В северных предгорьях Западного Копет-Дага (Диоджи, Балабас, Ак-Япы) характер нижнесарматских отложений очень близок к уже описанным выше разрезам этого района (Эзет-Даг, Иланлы, Узек-Даг) и состоит в основном из чередования серых и светло-серых с синеватым оттенком слоистых глин, мергелей, тонко- и среднезернистых песчаников, известняков и известняков-ракушечников. Мощность их на южном склоне Диоджи 92 — 93 м; на южном склоне Балабас 83 м и на хребте Ак-Япы 130 м.

По характеру фауны моллюсков хорошо выделяются оба слоя. Мощность слоев с *Abra reflexa* и *Mactra eichwaldi* колеблется от 26 м на Балабасе до 50—70 м на хребтах Диоджи и Ак-Япы. Мощность же слоев с *Cardium plicatum* на южном склоне Диоджи 39 — 40 м, а на хребтах Балабас и Ак-Япы 50 — 57 м.

Микрофауна в обоих слоях богатая и состоит из остракод *Trachyleberis kolesnikovi* Schn., *T. sarmatica* Zal., *T. levis* Schn., *Loxoconcha impressa* Brady., *L. aff. bairdi* Müller., *Leptocythere mironovi* Schn., *L. zeivensis* Vorosh., *L. naviculata* Schn., *Xestoleberis lutrae* Schn., *X. fuscata* Schn., *Bythocythere* sp. и фораминифер *Nonion marthkobi* Bogd., *N. subgranosus* Egger., *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.).

На самом восточном выходе миоценовых отложений, расположенном в предгорьях Центрального Копет-Дага (Келата), фация нижнесарматских отложений почти не отличается от указанных выше районов. Преобладающими в разрезе являются светло-серые с синевато-голубоватым оттенком глины и песчаники. Подчиненное значение имеют известняки-ракушечники и песчанистые мергели.

По характеру фауны пелеципод и гастропод неплохо выделяются слои с *Abra reflexa* и *Mactra eichwaldi* мощностью 49 м и слои с *Cardium plicatum* мощностью 73 м.

Общая мощность отложений нижнего сармата на хребте Келата 122 м.

Состав микрофауны, встреченной в нижнем сармате хребта Келата, почти не

отличается от приведенных выше ассоциаций остракод и фораминифер для нижнего сармата Западного Копет-Дага.

Рядом, примерно в 30 км западнее, на гряде Ак-Тепе, характер нижнесарматских отложений резко меняется. Здесь они состоят в основном из красновато-бурых песчаных глин, средне- и крупнозернистых, тоже буроватых песчаников с частыми пластами гравийного конгломерата красновато-буроватого цвета. Фауна в этих отложениях встречается очень редко и главным образом приурочена к прослойкам и небольшим пластам песчаных известняков и зеленовато-серых глин, расположенных в нижней части толщи.

Встреченные виды моллюсков позволяют выделить здесь слои с *Abra reflexa* и *Macra eichwaldi*, которые охарактеризованы наличием указанных форм и единичных раковин: *Cardium* aff. *vindobonense* Kol., *C. ex. gr. plicatum* Eichw., *Macra eichwaldi* Lask., *Solen* cf. *subfragilis* Eichw., *Paphia* (*Tapes*) *vitaliana* Orb., *Barnea* sp., *Buccinum* ex gr. *duplicatum* Kol., *Bulla* sp. и слои с *Cardium plicatum*, характеризующиеся здесь наличием указанного вида и единичных раковин *Macra eichwaldi* Lask., *Cardium usturtense* (Andr.) Kol., *C. aff. vindobonense* Kol., *Ervilia dissita* Eischw., *Modiola sarmatica* Gat., *M. aff. sartaganica* Gat., *Solen subfragilis* Eichw., *Musculus naviculoides* Kol., *Paphia* (*Tapes*) *vitaliana* Orb., *Donax lucidus* Eichw., *Buccinum triformis* Kol. var. *bellax* Kol., *Cerithium* aff. *disjunctum* Sow., и *Bulla* sp. Мощность нижнего 52 м, верхнего слоя — 117 м.

Общая мощность отложений нижнего сармата в центральной части хребта Ак-Тепе примерно 169 — 170 м.

Микрофауна в отложениях нижнего сармата хребта Ак-Тепе тоже бедная и в основном приурочена к зеленовато-серым пластам песчаных глин. Здесь встречаются фораминиферы *Elphidium* aff. *macellum* (Ficht. et Moll.), *E. aculeatum* Orb., *Streblus beccarii* Linne.

Верхняя, большая половина нижнесарматских отложений в основном содержит переотложенные из меловых и частично из палеогеновых отложений фораминиферы, видовой и родовой состав которых непостоянный.

Отсутствие фауны в коренном залегании в верхах нижнего сармата и выше не позволяет установить точную границу между отложениями нижнего и среднего сармата на указанной площади. Поэтому приведенная выше мощность взята условно.

Средний сармат

Площадь распространения среднесарматских отложений почти совпадает с нижним сарматом*. Залегают они согласно; переход постепенный. Наибольшая мощность их также встречается в разрезах Эзет-Дага, Иланлы, Узек-Дагской зоны, где они представлены серыми и светло-серыми глинами и песчаниками с синевато-голубоватым, в верхней половине с красновато-буроватым оттенком и отдельными пластами мергелей, известняков и известняков-ракушечников. На поверхностях напластования песчаников часто заметны волноприбойные знаки. Мощность среднего сармата на северо-восточном склоне Эзет-Дага 315 м, на северном склоне Иланлы 345 м и на северо-западном склоне Узек-Дага 242 м.

По характеру распределения фауны моллюсков они расчленяются на слои с *Paphia* (*Tapes*) *gregaria* и *Macra vitaliana* (нижний) и слои с *Buccinum* и *Trochus* (верхний).

Слои с *Paphia gregaria* и *Macra vitaliana* характеризуется наличием в большом количестве крупных раковин этих видов и видов: *P. vitaliana* var. *madiosarmatica* Andr., *P. (Tapes) novicula* Hoern., *Paphia* sp., *Macra vitaliana* Orb., *M. vitaliana pallasi* Baj., *M. vitaliana turkmena* Merkl. end Nevess., *M. naviculo-*

* Отсутствие их в крайних южных и юго-восточных разрезах объясняется уничтожением их последующим размывом.

ides Baj., *M. vitaliana fabreana* Orb., *Cardium dongingki* Sinz., *C. kishinevense* Kol., *Trochus praefeneoonianus* Kol., *Tr. angulatosarmates* Sinz., *Tr. sarmates* Eichw., *Buccinum opinabile* Kol., *Buccinum* sp. Мощность на Эзет-Даге 131 м, на Иланлы 204—205 м и на Узек-Даге 127—128 м.

Слои с *Buccinum* и *Trochus* характеризуются наличием в большом количестве видов этих родов, таких как *Trochus podolicum* (Dub.) Eusch., *T. angulata sarmates* Sinz., *Buccinum torpidum* Kol., а также видов *Cardium fittoni* Orb., *C. incratum* Kol., *Mastra* ex. gr. *vitaliana* Orb., *Paphia* (*Tapes*) *vitaliana* Kol., var. *madiosarmatica* Andr., *Donax priscus* Eichw., *Modiola gatujevi* Kol., *Modiola sarmatica* Gat. Мощность слоев на Эзет-Даге 184 м, на Иланлы 140—145 м и на Узек-Даге 125 м.

Микрофаунистически отложения среднего сармата Копет-Дага вообще и данного района, в частности, характеризуются наличием богатого комплекса остракод и фораминифер, перешедших из нижнего сармата, и появлением характерных для среднего сармата видов *Loxococoncha ornata* Schn., *L. concretusa* Step., *L. bugdaylensis* Step., *Trachyleberis chalilovi* Vorosh., *T. hungarica* Mehes, *Leptocythere schweyeri* Schn., *L. multicristata* Susin, *Xestoleberis* sp., *Cyprideis punctillata* Brady, *Elphidium regina* Orb., *E. crispum* (Linné).

На хребтах Ораз-Деу, Майкран и Акча-Даг фация среднего сармата несколько меняется, и мощность уменьшается. В частности, на северо-западном склоне Акча-Дага отложения среднего сармата представлены чередованием серых и светло-серых с синевато-голубоватым, а в верхней половине местами с красновато-бурым оттенком известковистых глин, песчаников, мергелей, песчаных известняков и известняков-ракушечников. Мощность их здесь не превышает 43—45 м.

По фауне моллюсков хорошо выделяются слои с *Mastra vitaliana* и *Paphia* (*Tapes*) *gregaria* мощностью 14—15 м и слои с *Buccinum* и *Trochus*, мощностью 29—30 м.

Микрофауна состоит из указанных выше характерных для среднего сармата, форм и в большом количестве видов остракод и фораминифер, перешедших из нижнего сармата.

В центральных площадях Юго-Западного Копет-Дага отложения среднего сармата небольшой мощности сохранились от размыва только на хребтах Калаус и Арчалы-Даг. На южном склоне их они представлены светло-серыми, почти белыми с розоватым оттенком пористыми известняками-ракушечниками. Мощность их на южном склоне Арчалы-Дага 10—15 м и на южном склоне Калауса 26 м. Наличие в большом количестве видов *Mastra vitaliana* и *Paphia gregaria* указывает на принадлежность их к слоям с *M. vitaliana* и *Paphia gregaria*.

В крайних юго-восточных разрезах (Малый Кулмач, Кизыл-Бурун) отложения среднего сармата также сохранились неполностью. На северном склоне Малого Кулмача они представлены серыми, коричневатой и буровато-серыми, средне- и крупнозернистыми, известковистыми, косослоистыми песчаниками с отдельными небольшими пластами и прослойками гравийного конгломерата. Завершается разрез небольшим, почти метровым пластом сильнопесчанистого известняка-ракушечника. Мощность сохранившейся от размыва части среднего сармата на северном склоне Малый Кулмач 36—37 м. Фауна моллюсков встречается редко и в основном приурочена к пласту известняка. Однако состав ее вполне достаточен для отнесения их к слоям с *Mastra vitaliana* и *Tapes gregaria*.

Микрофауна бедная и состоит из единичных экземпляров переотложенных фораминифер в плохой сохранности.

В западной части хребта Кизыл-Бурун также сохранились от размыва только нижняя часть среднесарматских отложений — слои с *Mastra vitaliana* и *Tapes gregaria*. Здесь они представлены серыми и светло-серыми известковистыми глинами, мергелями, среднезернистыми песчаниками, известняками и известняками-ракушечниками мощностью 31 м. Фауна моллюсков представлена видами *Mastra vitaliana*

Orb., *M. vitaliana turkmena* Nevess end Merkl., *Paphia gregaria* (Goldf.), *Solen subfragilis* Eichw., *Cardium fittoni* Orb., *Solen subfragilis* Eichw. Микрофауна состоит из остракод *Leptocythere mironovi* Schn., *L. pseudoparvula* Vorosh., *Cyprideis littoralis* Brady., *C. punctillata* Brady., *Loxoconcha ornata* Schn., *L. kisilburunensis* sp. nov., *Xestoleberis elongata* Schn., *X. aff. pinnata* Step., *Trachyleberis aff. kolesnikovi* Schn. и фораминифер *Elphidium aculeatum* Orb., *E. regina* Orb., *E. macellum* (Ficht. et. Moll.), *Nonion bogdanowiczii* Volosh., *N. subgranosus* Egger., *N. martkobi* Bogd. Наличие в составе их видов *Loxoconcha ornata* Schn., *Cyprideis punctillata* Brady., и *E. regina* Orb., подтверждает наличие здесь отложений среднего сармата.

В самой южной части Юго-Западного Копет-Дага (Сирим) отложения среднего сармата полностью размыты и разрез миоценовых отложений кончается нижним сарматом. Сармат полностью размыт также на хребте Геок-Оба, расположенном на самой западной окраине Западного Копет-Дага, где разрез кончается отложениями среднего миоцена.

В северных предгорьях Западного Копет-Дага (Диоджи, Ак-Даг, Балабас) и в грядках Ак-Япы и Келята Центрального Копет-Дага отложения среднего сармата представлены в песчано-глинисто-известково-мергелистой фации. В частности, на южном склоне хребта Диоджи они состоят из чередования серых и светло-серых известковистых глин, мелко- и среднезернистых желтовато-серых песчаников, мергелей, известняков и известняков-ракушечников мощностью 199 м.

По характеру фауны моллюсков хорошо выделяются оба отмеченных выше слоя. Слои с *Mactra eichwaldi* и *Paphia gregaria* характеризуются наличием в большом количестве указанных видов и видов *Mactra vitaliana* Orb., *M. vitaliana turkmena* Merkl. end Nevess., *M. vitaliana fabreana* Orb., *M. vitaliana pallasii* Bajly. Мощность 48—49 м.

Слои с *Buccinum* и *Trochus* характеризуется наличием в большом количестве *Trochus angulata sarmates* Sinz., *Trochus* sp., *Buccinum* sp. и видов *Mactra vitaliana fabreana* Orb., *M. georgei* Bajly., *M. tapesoides* Sinz., *Cardium fittoni* Orb., *Paphia (Tapes) gregaria* (Goldf.), *P. vitaliana* var. *radioarmatica* (Andr.). Мощность 47—50 м.

Из характерных среднесарматских видов микрофауны здесь присутствуют остракоды *Leptocythere* ex. gr. *schweyeri* Schn., *Trachyleberis hungarica* Mehes, *Loxoconcha ornata* Schn., *Xestoleberis elongata* Schn., и фораминиферы *Elphidium regina* Orb., var. *caucasica* Bogd. и *E. crispum* (Linpe.).

На хребте Балабас сохранилась от размыва только нижняя часть среднего сармата мощностью не больше 50 м. По составу фауны моллюсков эта часть разреза относится к слоям с *Mactra vitaliana* и *Paphia (Tapes) gregaria*.

На хребте Ак-Япы отложения среднего сармата представлены серыми и светло-серыми в верхней части с красновато-бурым оттенком известковистыми глинами, мелко- и среднезернистыми песчаниками, песчанистыми мергелями, известняками и известняками-ракушечниками. Фаунистически здесь также хорошо выделяются только слои с *Mactra eichwaldi* и *Paphia (Tapes) gregaria* мощностью 126 м.

В составе микрофауны присутствуют виды *Elphidium regina* Orb., *E. crispum* (Linpe.), *Nonion bogdanowiczii* Volosh., *Cyprideis punctillata* Brady., *Loxoconcha* aff. *ornata* Schn., указывающие на присутствие здесь отложений среднего сармата.

Верхняя часть среднего сармата (слои с *Buccinum* и *Trochus*) в данном разрезе состоит из чередования красновато-бурых песчаников и глин и входит в состав надсарматской континентальной свиты.

В гряде Келята отложения среднего сармата представлены серыми и светло-серыми с синевато-голубоватым в верхней половине с красновато-бурым оттенком глин и песчаников с пластами известняков, известняков-ракушечников и мергелей. Мощность их 134 м. По характеру распределения фауны хорошо выделяются слои с

Macra vitaliana и *Paphia gregaria*, которые характеризуются наличием, кроме указанных видов, в большом количестве видов *P. vitaliana* var. *madiosarmatica* Andr., *Macra vitaliana* Orb., *M. vitaliana turkmena* Merkl. and Nevess., *M. aff. georgei* Baj., *M. podolica podolica* Eichw., *Cardium* aff. *plicatum nexingense* Parr., *C. fittoni* Orb., *Modiola fuchsi* Sinz. var. *iniguilateris* Gat., *Solen subfragilis* Eichw., *Monodonta noduliformis* Sinz., *Cerithium nefaris* Kol. мощностью 85 м. и слои с *Buccinum* и *Trochus*, характеризующиеся резким уменьшением фауны моллюсков, кроме единичных видов родов *Buccinum* и *Trochus*. Мощность 49—50 м.

Микрофаунистически среднесарматские отложения хребта Келята охарактеризованы очень богато и состоят из остракод *Trachyleberis sarmatica* Zal. T. *hungarica* (Mehes.), *T. angularis* Schn., *Leptocythere multicristata* Susin., *L. stabilis* Schn., *L. naviculata* (Schn.), *Cyprideis punctillata* (Brady.), *Xestoleberis armovirensis* Vorosch., *X. lutrae* Schn., *Xestoleberis* sp., *Loxoconcha ornata* Schn. и фораминифер *Nonion* sp., *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.), *E. aff. regina* (Orb.), *E. aculeatum* Orb., *E. crispum* (Linne), *Miloina* sp. и др. Из них наиболее характерными, для среднего сармата являются виды *Elphidium regina* Orb., *E. crispum* (Linne), *Loxoconcha ornata* Schn., *Trachyleberis hungarica* Mehes, *Leptocythere multicristata* Susin.

В гряде Ак-Тепе характер отложений среднего сармата совершенно иной. Здесь они входят в состав континентальной казганчайской свиты и состоят из красновато-бурых песчаных глин, средне- и крупнозернистых песчаников с отдельными небольшими пластами гравийного конгломерата. Фауна в коренном залегании почти полностью отсутствует. Встречаются единичные переотложенные из меловых отложений фораминиферы, беспорядочно распространенные по всей толще.

Отсутствие фауны в коренном залегании не позволяет установить нижнюю и верхнюю границы среднего сармата. Приблизительная мощность его 275—300 м.

В Прикопетдагской впадине наличие верхнемиоценовых (сарматских) отложений установлено бурением в районе Изганта и по профилю Ашхабад — Ербент. М. М. Судо в 1961 г., анализируя каротажные диаграммы и определяя фауну из профиля Тахта—Серный завод расчленил отложения нижнего сармата этого района на две части.

Нижняя часть сложена алевролитами, песчаниками и известняковыми глинами с прослоями конгломератов, мергелей и содержит следующую фауну *Musculus sarmaticus* (Gat.), *Cardium praeplicatum* Hilb. и мелких гастропод, напоминающих *Mohrensternia*.

Верхняя часть по мощности в два раза больше нижней и сложена пестроцветными мергелями с прослоями оолитовых известняков и известковистых песчаников. Кроме указанных видов, здесь присутствуют *Macra eichwaldi* Lask., *Cardium plicatum* Eichw., *C. ustjurtense* (Andr.) Koles., *Donax priscus* Eichw., *D. lucidus* Eichw., *Erwilia dissita* Eichw., *Trochus* cf. *leneonianus* Orb. Общая мощность отложений нижнего сармата, по данным М. М. Судо, колеблется здесь от 13 м на севере (скв. 12) до 155 м на юге (скв. 21).

К северу от Ербента к нижнему сармату он относит светло-серые известковые, интенсивно загипсованные глины, в верхней части с прослоями оолитового песчаника, где им обнаружены ядра *Cardium* cf. *plicatum* Eichw. М. М. Судо удалось выделить здесь (в разрезе скв. 2) и отложения среднего сармата. Представлен он, по его данным, песчанстыми и известковистыми глинами с прослоями алевролитов и мергелей с фауной *Macra podolica* Eichw. Мощность возрастает к югу от 23 м (скв. 3) до 107 м (скв. 20). К северу от Ербента к среднему сармату он условно причисляет верхнюю часть глинистой пачки, содержащей прослойки оолитового песчаника.

Залегают отложения сарматского яруса, по М. М. Судо, трангрессивно на различных горизонтах мела, палеогена и среднего миоцена, перекрываются континентальной толщей — аналогом казганчайской свиты.

Средне — верхний сармат
(„надсарматская“ и „казганчайская“ свиты)

В пределах Западного Копет-Дага фаунистически охарактеризованные отложения среднего сармата постепенно переходят к толще красновато-бурых пород „надсарматской свиты“. Возраст их раньше считался верхнемиоцен-нижнеплиоценовым. Исследованиями последних лет, проведенными С. Д. Ивановым и нами, установлен средне- и верхнесарматский возраст осадков этой толщи.

Верхняя часть свиты во многих районах уничтожена предакчагыльским размывом, поэтому мощность её в разных районах различная. Наиболее полный разрез „надсарматской“ свиты сохранился на южном склоне Ак-Дага (южнее станции Кизыл-Арват). Здесь, в нижней части толщи, состоящей из синевато-серых глин и песчаников с отдельными пластами известняков мощностью 30—50 м, встречается смешанная средне- и верхнесарматская фауна: *Maetra podolica* Eichw., *M. podolica naviculata* Bajly., *M. subvitaliana* Kol., *M. gergei* Bajly., *M. aff. andrusovi* Kol., *M. aff. praecaspia* Kol., *Donax* aff. *dentiger* Eichw., *Solen subfragilis* Lask., *Cardium subfittoni* Orb., *Modiola* aff. *gatuevi* Kol., а также остракоды и фораминиферы, представленные единичными экземплярами *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.), *Nonion bogdanowiczi* Volosch., *Xestoleberis pinnata* Sjöerp., перешедшими из среднего сармата, и многочисленными экземплярами своеобразных видов рода *Xestoleberis* и экземплярами *Cyprideis littoralis* Brady, а также единичными видами рода *Candona*, появившимися впервые здесь. Эти слои рассматриваются нами как переходные от среднего к верхнему сармату. Верхняя большая часть разреза мощностью более 200 м, состоящая исключительно из красноцветных песчаников с редкими пластами песчанистых глин и гравийных конгломератов, содержит только единичные угнетённые раковинки фораминифер *Elphidium* aff. *macellum* (Ficht. et Moll.), *Nonion* sp. и остракод *Cyprideis littoralis* Brady, перешедших сюда из нижней части свиты. Фауна моллюсков в коренном залегании в этой части разреза полностью отсутствует. Эту часть разреза мы склонны отнести по возрасту к верхнему сармату. Отсутствие же верхнесарматской фауны, по-видимому, объясняется наступлением неблагоприятных условий для их развития.

Во многих разрезах Западного Копет-Дага (Эзет-Даг, Иланлы, Узек-Даг) от размыва сохранилась только указанная выше нижняя часть „надсарматской“ свиты (переходные слои), охарактеризованная фауной моллюсков, остракод и фораминифер в основном средне- и частично верхнесарматского облика. Поэтому мощность их здесь не превышает 70—130 м. Верхняя почти лишённая фауны часть свиты, по возрасту относящаяся к верхнему сармату, в этих районах полностью уничтожена предакчагыльским размывом.

Смешанная средне- и верхнесарматская фауна моллюсков, остракод и фораминифер обнаружена также в нижней части (30—40 м) надсарматской свиты хребта Акча-Даг, верхняя половина её, относящаяся к верхнему сармату, совершенно лишена фауны. Общая мощность её здесь не превышает 150 м.

В предгорьях Центрального Копет-Дага (хребты Ак-Япы, Ак-Тепе и Келята) подобные красновато-бурые, почти лишённые фауны в коренном залегании отложения носят название казганчайской свиты. Состав их здесь становится более грубозернистым. Резко увеличиваются пласты конгломератов. На хребте Ак-Тепе отложения казганчайской свиты начинаются даже со второй половины нижнего сармата и по возрасту охватывают конец нижнего, а также средний и верхний сармат. На хребтах Ак-Япы и Келята накопление этой полуконтинентальной свиты началось со второй половины среднего сармата и, по-видимому, продолжалось до конца миоцена.

Отложения надсарматской свиты повсюду резко несогласно и трансгрессивно перекрываются морскими осадками акчагыльского яруса. Казганчайская же свита перекрывается кешининбаирской свитой, являющейся континентальным аналогом акчагыл-апшеронских ярусов.

Накопление осадков надсарматской и казганчайской свит связано с постепенной регрессией Копет-Дагского залива сарматского бассейна и созданием прибрежно-лагунных условий. Сначала подобные условия создавались в крайних южных, юго-восточных и восточных районах Копет-Дага (Сирим, Малый Кулмач, Ак-Тепе, Келята, Ак-Япы), где накопление грубозернистых красноцветных пород началось или со второй половины среднего сармата, или же (Сирим, Ак-Тепе) с начала нижнего сармата. В западных районах (Ак-Даг, Эзет-Даг, Иланлы, Узек-Даг) отступление моря происходит в конце среднего и в начале верхнего сармата. В этой начальной стадии регрессии, несмотря на не очень благоприятные условия, еще могли существовать некоторые наиболее эврибионтные формы пеллеципод, остракод и фораминифер, перешедшие из среднего сармата. На отдельных площадях (южный склон Ак-Дага) даже появляются своеобразные виды остракод из родов *Loxococoncha* (?) и *Candona* и пелиципод из рода *Macra*, характерные для верхнего сармата. Однако интенсивно продолжавшаяся регрессия не позволила сохраниться подобным морским и прибрежно-лагунным условиям, в связи с чем появившаяся в отдельных пунктах единичная верхнесарматская фауна очень скоро вымерла.

Образование верхней большей половины надсарматской свиты происходило уже в определенно лагунных, опресненных условиях, о чём свидетельствуют встречаемые в ней (южный склон Ак-Дага) единичные экземпляры *Cyprideis littoralis* Brady и почти полное отсутствие других форм в коренном залегании. Однако во многих пунктах эта верхняя большая половина надсарматской свиты, как указано выше, частично или полностью уничтожена предакчагыльским размывом (Иланлы, Эзет-Даг, Узек-Даг, Кизыл-Бурун и др.).

Накопление же верхней половины казганчайской свиты, по-видимому, происходило почти в безводных, предгорных впадинах, на что указывает полное отсутствие в них фауны в коренном залегании и слишком грубозернистый характер осадков.

T. R. ROZYEVA,
O. UZAKOV

STRATIGRAPHY OF UPPER MIOCENE STRATA IN THE KOPET-DAG AND SUBKOPETDAG DEPRESSION

Abstract

Outcrops of the Upper Miocene strata within the Central and Western Kopet-Dag are found up to the meridian of the Kel-Ata railway station. Their presence has been proved by drilling carried out at the Izgant oil area within the Subkopetdag Depression and along the Ashkhabad—Erbent profile.

The Upper Miocene beds are represented by marine sediments of the Sarmatian age together with continental and semicontinental deposits of the Supersarmatian and Kazganchai formations. Meotian deposits are unknown within the area described.

Sarmatian deposits of marine origin may be differentiated into a Lower and Middle Substages. According to the distribution pattern of the mollusca fauna throughout the Lower Sarmatian, this stage may be subdivided (from below upwards) into the beds with *Abra reflexa* and *Macra eichwaldi* and those with *Cardium plicatum*. The Middle Sarmatian includes (likewise from below upwards) beds with *Paphia gregaria* and the ones with *Buccinum* and *Trochus*. The continental Supersarmatian and Kazganchai formations overlying the marine Sarmatian strata in a regular manner are dated by the authors, as the Middle Sarmatian and Upper Sarmatian, respectively.

The Upper Miocene (Sarmatian) strata lie conformably upon the Middle Miocene series extended throughout the same areas.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Предварительный отчёт о геологическом исследовании в Закаспийском крае летом 1913 г. Изв. Геол. ком., т. 33, № 8, 1914.
Богданович К. И. К геологии Средней Азии. Описание некоторых осадочных

- образований Закаспийского края и части северной Персии. Зап. минерал. об-ва, вторая серия, ч. 26, 1890.
- Д а н о в А. В. Геология СССР, т. 22, ч. 1, неоген Зап. Копет-Дага, Госгеолтехиздат, 1957.
- Д а н о в А. В. Геология СССР, т. 22, ч. 1, неоген Центрального и Восточного Копет-Дага, Госгеолтехиздат, 1957.
- И в а н о в С. Д. К расчленению и сопоставлению континентальных отложений Туркмении. Тр. ВНИГНИ, вып. 35, Гостоптехиздат, 1961.
- Н и к ш и ч И. И. От Кизыл-Арвата до ст. Арчман. Гидрогеологич. исслед. в Полторацком уезде Туркм. республики в 1924 г. Матер. по гидрогеол. Ср. Азии, вып. 3, 1926.
- Н и к ш и ч И. И. От ст. Казанджик до кол. Куйляр. Гидрогеологич. исслед. в Туркм. ССР в 1926 г. Тр. ТГЕУ, вып. 25, 1931.
- С у д о М. М. Миоценовые отложения хребта Большой Иланлы (Зап. Копет-Даг). Новые данные по геологии ТССР, Гостоптехиздат, 1963.
-

МИОЦЕН КРАСНОВОДСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Отложения миоцена выходят на поверхность в северной, юго-западной и южной частях Краснодарского полуострова, на остальной территории закрыты плащом плиоценовых и постплиоценовых отложений или уничтожены последующими размывами. Залегают на размытой поверхности палеогеновых глин, местами (разъезд № 9, кол. Карайман) резким угловым несогласием ложатся на мелу. Перекрываются отложениями плиоцена (акчагыла).

Краткие сведения о миоцене Краснодарского полуострова имеются в работах Н. И. Андрусова (1935), М. Ф. Двали, Г. А. Лебедева, Л. А. Никитюк (1932) и в сводных работах В. П. Колесникова (1935, 1936, 1940) и Б. П. Жижченко (1940). Некоторые новые сведения получены при исследовании Н. П. Лупова, Л. В. Нероновой (1957), А. В. Данова (1957). Кроме того, имеются отдельные статьи А. В. Вистелиуса, И. А. Коробкова, М. А. Романовой (1960), К. В. Тиунова, М. М. Судо (1960) и Г. Ф. Шнейдер (1962), касающиеся миоцена Краснодарского полуострова.

Сведения о миоценовых отложениях закрытых площадей получены в результате бурения, проводимых КЮГЭ АН СССР, ГПК УГиОН при СМ ТССР (Польстер, Кравченко, 1962; Ларченко, 1962).

В течение 1957—1962 гг. нами проведено послойное описание всех выходов миоцена Краснодарского полуострова с отбором фауны моллюсков и сборов образцов на микрофауну. В исследованиях приняла участие и Т. Р. Розыева, определившая фауну остракод и фораминифер. В результате вышеуказанных работ получено много новых сведений о стратиграфии миоцена рассматриваемого района.

СРЕДНИЙ МИОЦЕН

Тарханский горизонт N_1^{trch}

М. Ф. Двали, впервые выделивший тарханские отложения в северной части Краснодарского полуострова под названием слоев с *Pseudoamussium*, не высказал определенного мнения об их возрасте (Двали, Лебедев, Никитюк, 1932).

Б. П. Жижченко после ознакомления с фауной (1940) уверенно отнес слои с *Pseudoamussium* к тарханскому горизонту. А. Я. Ларченко (1962) условно выделил тарханский горизонт у кол. Орфа в скв. 5 мощностью 7 м.

Следы тарханского горизонта были обнаружены Н. П. Лупповым и к востоку

от Иртык-Буруна, где они залегают трансгрессивно на меловых отложениях и содержат раковины устриц, определённые О. С. Вяловым как *Ostrea gryphoides* Schloth.

В результате наших исследований, фаунистически охарактеризованные отложения тарханского горизонта были выделены в ряде новых пунктов, которые дали нам возможность уточнить распространение этих отложений. В частности, в 3 км к северо-западу от кол. Каскыр-Булак, где они представлены песчано-глинистыми отложениями с базальным конгломератом в основании и залегают на размытой поверхности палеогеновых глин. Мощность их в данном пункте не больше одного метра. Среди пелеципод удалось определить: *Pseudoamussium* sp., *Corbula* ex gr. *gibba* Oll., *Modiola* sp. Кроме того, встречаются трубки червей, рыбные остатки и обломки морских ежей. Перекрываются эти слои отложениями чокракского горизонта.

В выходах миоцена, расположенных рядом (кол. Каскыр-Булак, Джанорпа и к востоку от кол. Ашеорпа), тарханский горизонт отсутствует, и фаунистически охарактеризованные слои карагана залегают с глубоким размывом на палеогеновых глинах.

Далее на север отложения тарханского горизонта нами обнаружены на южном склоне хребта Омчалы, где они представлены желтовато-бурыми и серыми, буроватыми глинами и трещиноватыми глинистыми мергелями содержащими богатые отпечатки чешуи, зубы и позвонки рыб; в глинах встречаются тонкостворчатые мелкие раковины *Pseudoamussium*. Мощность 3 м. Выше залегают зеленовато-серые глыны с богатой чокракской фауной (рис. 1).

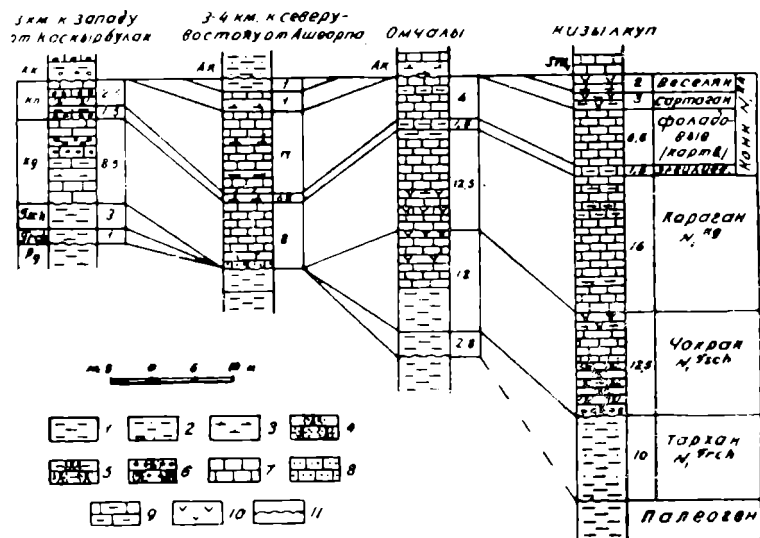


Рис. 1. Красноводский полуостров. Расчленение и сопоставление среднемиоценовых (тортонских) отложений северной части по профилю Каскыр-Булак — Кизылкуп:

1 — глины; 2 — глины песчаные; 3 — глины известковые; 4 — песчаники глинистые; 5 — песчаники известковые; 6 — песчаники с включением гравийных конгломератов; 7 — известняки; 8 — известняки песчаные; 9 — известняки глинистые; 10 — гилсы; 11 — размыв.

К северо-востоку от хребта Омчалы, в разрезе хребта Кизылкуп, к тарханскому горизонту условно отнесены нами серые и желтовато-бурые глыны с прослойками песчаника, содержащие *Pseudoamussium* и рыбные остатки. Мощность 9 м.

Выше, по-видимому, на размытой поверхности их залегают фаунистически охарактеризованные отложения чокрака. В остальных местах северной части Красноводского полуострова отложения тарханского горизонта не удалось выделить.

В южной части полуострова (у подножья хребта Кюрянын-Кюре) отложения тарханского горизонта прослежены нами от Каратенгира до Караймана (рис. 2).

В пределах этой площади отложения тарханского горизонта представлены бурыми, зеленовато-серыми, коричневатыми глинами, в основании которых у подножья хребта Кюрянын-Кюре залегает 0,2-метровый пласт рыхлого конгломерата с устрицей *Ostrea cochlear* P o l., а к востоку от кол. Борджаклы северо-западные отроги Большого Балхана — пласт известняка-ракушняка с устрицами *Ostrea gryphoides* Schloth. и *O. gryphoides* var. *angustata* S e r r. В глинах встречаются раковины пелеципод *Pseudoamussium* sp., *Modiola* sp., *Corbula gibba* O l l. и панцири морских ежей и рыбные остатки. Кроме того, Т. Р. Розыевой в них обнаружены и фораминиферы *Nonion boueanus* (O r b.), *Bolivina tarchanensis* S u b b. et C h u t z., *Globigerina* aff. *tarchanensis* S u b b., *Textularia* ex gr. *tarchanensis* B o g d. и остракоды *Loxonconcha carinata* L n k l., *Pseudocytheridea* sp., *Cytheridea mülleri* M ü n s t e r, *Cytheretta* ex gr. *edwardsi* (R o e m e r), указывающие также на тарханский возраст этих слоев.

Залегает отложения тарханского горизонта в южной части Красноводского полуострова (у подножья хребта Кюрянын-Кюре) на размытой поверхности палеогеновых глин, а к востоку от кол. Борджаклы (в северо-западных отрогах Большого Балхана) — резко несогласно на отложениях мелового возраста. Покрываются они повсюду на этой площади фаунистически охарактеризованными отложениями чокракского горизонта. Мощность тарханского горизонта в южной части полуострова не превышает 3 м.

К северо-востоку от кол. Карайман выходы тарханского горизонта отсутствуют. Отложения чокракского горизонта резко несогласно и трансгрессивно покрывают отложения мелового возраста. Возможно, тарханская трансгрессия не доходила в эти районы, либо он здесь размыт.

Все вышеописанные разрезы тарханского горизонта по фауне моллюсков, фораминифер и остракод, а также по литологии хорошо сопоставляются между собой (рис. 2).

По вертикальному распространению фауны моллюсков тарханский горизонт южной части Красноводского полуострова хорошо расчленяется на две части — нижнюю и верхнюю. Нижняя часть — устричные слои — представлена двумя слоями устричников, горизонтально замещающих друг друга: 1) слои с *Ostrea gryphoides*, 2) слои с *Ostrea cochlear* (Узаков, 1963), хорошо выделяющимися лишь в южной части полуострова. Верхняя — слои с *Pseudoamussium* имеет широкое распространение как в северной, так и в южной частях полуострова.

Чокракский горизонт N₁^{tsch.}

Выходы чокракских отложений известны в северной части полуострова в разрезах Омчалы, Кизылкуп и в южной части, у подножья хребта Кюрянын-Кюре, где они прослеживаются от кол. Карайман до кол. Каскыр-Булак (рис. 2). Залегают они в основном на фаунистически охарактеризованных отложениях тарханского горизонта, лишь в юго-восточной части полуострова покрывают отложения мелового возраста.

Чокракские отложения были вскрыты скважинами КЮГЭ (56, 65, 23, 36), пробуренными в районе кол. Таш-Кудук и в песках Охтумкум. Представлены они, по неопубликованным данным П. Н. Куприна (1959), глинами и многочисленными отпечатками *Spaniodontella intermedia* A p d g u s., мощностью до 20 м.

Отложения чокракского горизонта обнаружены К. В. Тиуновым и М. М. Судо (1960) севернее кол. Карайман. Однако в 1962 г. М. М. Судо, изменив свое мнение, сопоставляет их с эрвилиевыми слоями Западного Копет-Дага.

Представлены чокракские отложения в южной части Красноводского полуостро-

ва (у подножья Кюрюн-Кюре) коричнево-бурый, желтовато-серый, сильно песчанистый глины с включениями гравия и галек, и с отдельными пропластками оолитовых, сильно песчанистых плотных известняков и мелкогалечных конгломератов. Общая мощность достигает 11 м.

Залегают они здесь на фаунистически охарактеризованных отложениях тарханского горизонта. К востоку от Караймана трансгрессивно перекрывают меловые отложения. Покрываются отложениями караганского горизонта. В пластах известняка встречается богатая, разнообразная фауна пелеципод и гастропод: *Chlamys pertinax* Zhizh., *Chl. praetrigonostoma* Zhizh., *Chl. dongeri* Mikh. var. *derbentica* Grig. — Beress., *Cardium impar* Zhizh., *C. hispidiforme* David., *C. aff. cubanicum* Zhizh., *Dosina lupinus* L., *Donax tarchanensis* Andrus., *Ervilia praepodolica* Andrus., *Lutetia (Spaniodontella) intermedia* Andrus., *Leda fragilis* Chemn., *Venus marginata* M. Horn. var. *jusmaci* Schwez., *V. basteroti* Dosh., *Meretrix rudis* Poli. var. *taurica* Andrus., *Paphia (Tapes) aff. taurica* (Andrus.) Baj., *Anadara (Arca) turonica* Duj., *Macoma sokolovi* (Golub.) Bajar., *Ostrea digitalina* Dub., *Modiolus incrassatus* Orb. var. *lucidus* Zhizh., *Modiolus noviculus* Dubois., *Venerupis pseudourus* (Bog.) Bajar., *Macra bajaranasi* Kol., *Lutraria* sp., *Potamides orientalis* Andrus., *Sandbergeria praeroxolanica* Zhizh., *Culichina conulus* Desh., *Tornatina lajonkaireana* Bast. var. *seissa* Zhizh., *Bittium digitatum* Zhizh., *Cerithium ribiginosum* Eichw., *Mohrensternia* ex gr. *sarmatica* Friedl., *Trochus* sp., *Buccinum* sp.

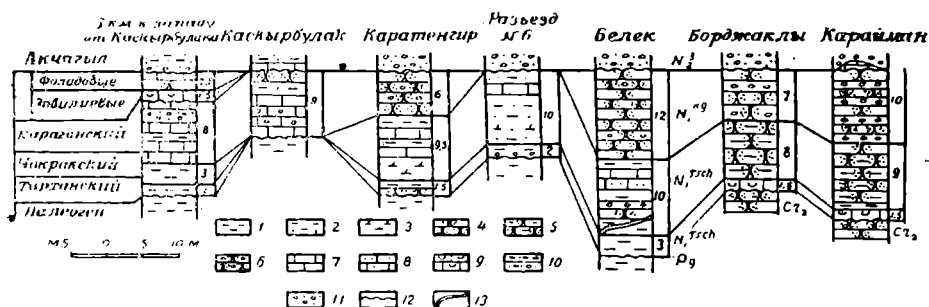


Рис. 2. Краснодарский полуостров. Расчленение и сопоставление среднемиоценовых (тортонских) отложений южной части по профилю Каскыр-Булак — Карайман.

1 — глины; 2 — глины песчанистые; 3 — глины известковистые; 4 — песчаники; 5 — песчаники глинистые; 6 — известняки с включениями гравия и галек; 7 — известняки; 8 — известняки песчанистые; 9 — известняки оолитовые и ракушечные; 10 — мелкогалечные конгломераты; 11 — конгломераты; 12 — размыв; 13 — закрытая часть разреза.

Особенно часто указанная фауна встречается в пласте известняка, прослеживаемого от Караймана до кол. Янгаджа. Мощность этого пласта увеличивается в западном направлении, образуя несколько пластов. По простиранию он переходит в песчаник с включениями гравия и галек. Мощность его колеблется от 0,5 м до 1,5 м. Именно к этому известняку приурочена устричная банка (слон с *Ostrea digitalina*). В составе ее встречаются и другие стеногалинные формы, такие как *Dosina*, *Leda*, *Anadara (Arca)*, *Chlamys*, *Venerupis* и другие, имеющие широкий диапазон распространения. Тарханские же устричники состоят только из представителей *Ostrea*.

Следует отметить, что вопрос о возрасте указанного известняка с богатой стеногалинной фауной в разрезе Белек до настоящего времени является спорным. А. Б. Вистелиус и И. А. Коробков (1953) давали ему конкский возраст; Н. А. Никитюк, Н. П. Луппов, Л. В. Неронова и А. В. Данов уверенно относят его к чокракскому горизонту. М. М. Судов (1962) возраст его считает моложе, чем чокрак-караганский и сопоставляет с эрвильевыми слоями конкского горизонта.

Из этих слоев определены нами, как отмечено выше, около 30 видов моллюсков

ков, подтверждающих чокракский возраст этих известняков. В верхней части известняка встречаются такие виды, как: *Ervilia praepodolica* Andrus., *Donax tarchanensis* (Andrus.) Bajar., *Solen subfragilis* Eichw., *Lutetia (Spaniodontella) intermedia* Andrus. и мелкие гастроподы, широко распространенные в чокракских отложениях северной части полуострова (в разрезах Омчалы, Кизылкуп), где они перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями Карагана. Таким образом, на основании изучения фауны моллюсков и стратиграфического положения этих известняков в разрезе, мы уверенно относим их к чокракскому горизонту.

По характеру микрофауны отложения чокракского горизонта выделены в разрезе, расположенном в 3—4 км к западу от Каскыр-Булака, где сохранилась от размыва их нижняя часть, сложенная коричневато-бурыми песчанистыми, комковатыми, трещиноватыми глинами, залегающими на тарханском горизонте. Из этих слоев Т. Р. Розыевой определены характерные пресноводные остракоды: *Mediocypris brady* Schп., *Mediocypris* sp., *Ilyocypris* sp., которые по литературным данным известны из пресноводной фации чокракского горизонта Северного Предкавказья. Покрываются чокракские отложения здесь заметным размывом фаунистически охарактеризованными отложениями караганского горизонта. Непосредственно (у кол. Каскыр-Булак, а также примерно в 10 км к северу от него и к востоку от кол. Ащеорпа чокракские отложения полностью уничтожены предкараганским размывом. Здесь отложения караганского горизонта залегают на размывной поверхности палеогеновых глин.

В северной части Красноводского полуострова, в районе Прикарабагазя, чокракские отложения описаны нами в двух пунктах — в разрезах Омчалы и Кизылкуп (рис. 2).

На южном обрыве Омчалы чокракские отложения по характеру осадков и по фауне моллюсков делятся на две части. Нижняя представлена зеленовато-серыми, синеватыми глинами с переслаиванием мелкозернистого песчаника и содержат богатую фауну *Ervilia praepodolica* Andrus., *Donax tarchanensis* (Andrus.) Bajar., *Lutetia (Spaniodontella) intermedia* Andrus., *Solen subfragilis* Eichw. Мощность 4 м. Верхняя — сложена огипсованными известняками с чередованием гипса. Мощность 7 м.

Общая мощность отложений чокракского горизонта в разрезе хребта Омчалы 11, 5 м. Перекрываются они здесь фаунистически охарактеризованными осадками караганского горизонта.

В разрезе хребта Кизылкуп, расположенном в юго-восточных чинках Кара-Богаз-Гола, чокракский горизонт также может быть расчленен на две части. Нижняя представлена коричневатыми и желтовато-серыми, местами охристыми разномышными песчаниками и песками. Мощность 4,5 м. Залегает она, по-видимому, на размывной поверхности нижележащих глин, условно отнесенных нами к тархану (?). Верхняя часть состоит из песчаных известняков с прослойками гипса. В известняках встречается богатая фауна: *Ervilia praepodolica* Andrus., *Donax tarchanensis* (Andrus.) Bajar., *Cardium* sp., *Solen subfragilis* Eichw., *Mastra* sp.

Общая мощность чокракских отложений в разрезе Кизылкуп 12 м.

Таким образом, распределение литофации, фауны и изменение мощностей чокракских отложений имеют своеобразные черты, отличающие его от тарханского времени. Основным отличием является интенсивное поднятие прилегающих горных хребтов, в результате которого в чокракский бассейн поступали сравнительно грубозернистые терригенные материалы. Вдоль всей периферии полуострова отмечается незначительный предчокракский перерыв, который, видимо, связан с Туаркырским, Большебалханским и Кубадагским поднятиями. У подножья указанных поднятий отложения чокракского горизонта трансгрессивно залегают на различных горизонтах палеогена, миоцена и мела. В северо-восточном направлении отложения чокракского горизонта постепенно обогащаются песками, песчаниками и песчанистыми оолитовыми известняками. По мере приближения к северному и северо-восточному склонам Кубадага и Большого Балхана литофация чокракского горизонта еще больше обогащает-

ся грубозернистым материалом, главным образом пестроцветными песчаниками и песчанистыми глинами, органогенными, оолитовыми известняками. Кроме того, в разрезе появляются гравийно-конгломератные слои. Все это свидетельствует о том, что в северо-восточной, восточной и в южной полосах Красноводского полуострова в чокракское время откладывались в основном прибрежные терригенные осадки. Лишь в пределах центральной части полуострова (Суели-Сулмен, Кизыл-Бурун) отмечаются мелководные осадки, свидетельствующие об относительно ослабленном поступлении терригенного материала по сравнению с периферийными участками бассейна.

Сокращение мощностей чокракского горизонта наблюдается от центра прогиба к периферии, что, по-видимому, связано с продолжавшимся ростом поднятий, зародившихся еще в тарханское время. Об этом свидетельствует также выпадение из разреза отдельных прослоев чокракского горизонта в пределах Куба-Дага и Большого Балхана.

Максимальная мощность чокракского горизонта на Красноводском полуострове превышает 20 м.

Следует отметить, что характер литофаций и состав фауны Чокракского горизонта резко меняются с севера на юг. Отложения чокракского горизонта северной части полуострова характеризуются наличием небольшого количества экземпляров видов *Ervilia praepodolica* Andrúš., *Donax tarchanensis* (Andrúš) Bajal., *Solen subfragilis* Eichw., тогда, как в южной части полуострова, кроме указанных видов, в чокракском горизонте встречается богатая и разнообразная фауна из родов *Dosina*, *Ostrea*, *Chlamys*, *Leda*, *Venus*, *Meretrix*, *Tapes* (*Paphia*), *Anadara* (*Arca*), *Venerupis*, *Modiolus* и др.

Бедность родового и видового состава фауны моллюсков чокракских отложений в северной части полуострова и богатое разнообразие их в южной части, по-видимому, указывает на различные биоэкономические условия чокракского бассейна в северной и южной его частях. Вполне возможно, что соленость чокракского бассейна в северной части полуострова была пониженной, а в южной — ближе к нормально-морской.

Караганский горизонт N₁kr

Выходы караганского горизонта известны в северной части полуострова в хребтах Кизылкуп, Омчалы и к северо-западу от Кошоба. На юго-западной части полуострова, в районах Ащеорпа, Каскыр-Булак и Джанорпа, на юго-востоке в отдельных местах у подножья Кюрян-Кюре, в частности, у кол. Белек (рис. 2). Породы этого горизонта во всех разрезах характеризуются содержанием раковин спаниодонтелл, которые местами образуют большие скопления.

На северной и юго-западной частях полуострова отложения караганского горизонта представлены однородными белыми, серыми оолитовыми плотными известняками с отдельными прослойками белого известковистого мергеля и зеленовато-серых, иногда буроватых известковистых глин с прослойками гипса. Известняки содержат богатую, но однообразную фауну: *Spaniodontella gentilis* (Eichw.), *Sp. tapesoides* Andrúš и редко *Barnea ujraticum* (Andrúš) Ossip., *Mohrensternia barboti* (Andrúš). Кроме того, в отдельных участках встречается чокракский вид *Donax tarchanensis* (Andrúš) Bajal., находящийся в переотложенном состоянии. Мощность караганских отложений на описываемых площадях колеблется от 3 до 20 м. На закрытой площади полуострова, в районе Суели-Сулмен, до данных бурения, мощность караганского горизонта достигает до 15—50 м, и представлен он глинами с переслаиванием мергеля.

Отложения караганского горизонта в некоторых разрезах Красноводского полуострова ложатся на размытой поверхности палеогеновых, местами чокракских отложений и, по-видимому, согласно покрываются отложениями конкского горизонта, а иногда ачкагыльскими отложениями. На южном чинке отложения караганского гори-

зонта перекрываются континентальными отложениями кюрянской свиты, лишь местами — конкским горизонтом.

Нижний контакт хорошо отбивается по появлению в разрезе фауны спаниодонтелл и по характеру литологии, а кровля — по наличию прослойки известняка-ракушняка с богатой и однообразной фауной *Ervilia pusilla trigonula* Sok.

В районе Ащеорпа, Каскыр-Булак и Джанорпа отложения караганского горизонта залегают на размытой поверхности палеогеновых глин и представлены белыми известняками, известняками-песчаниками и гравийными конгломератами. Примерно в 4 км к западу от Каскыр-Булак караганские отложения ложатся на чокракском горизонте. Здесь они представлены бурыми известковистыми, песчанистыми глинами с переслаиванием плотных органогенных оолитовых, белых известняков-ракушников, содержащих богатую фауну: *Spaniodontella gentilis* (Eichw.), *Sp. tapesoides* Andrus., *Mohrensternia barboti* Andrus., *Barnea ujraticum* (Andrus.) Ossip.

Общая мощность отложений караганского горизонта 6,5 м. Покрываются они здесь эрвильевыми слоями конкского горизонта.

Н. П. Луппов и А. В. Данов отмечают наличие фауны *Spaniodontella* плохой сохранности у кол. Белек и на основании этого выделяют там караганские слои мощностью 13 м.

В результате наших исследований в разрезе Белек, выше фаунистически охарактеризованных отложений чокракского горизонта, также выделены отложения, условно отнесенные нами к караганскому горизонту. Представлены они светло-серыми известковистыми, оолитовыми, плотными песчаниками и песчанистыми известняками мощностью 12,5 м, покрываются отложениями конкского горизонта (?) или кюрянской континентальной свиты.

Далее к юго-востоку от Борджаклы и к северо-западу от Карайман отложения караганского горизонта также выделены нами условно. Они здесь представлены темно-коричневыми, буровато-серыми мелкогалечными песчаниками и конгломератами мощностью 7—10 м, покрываются отложениями кюрянской свиты. Местами на них с угловым несогласием залегают плотные серые известняки с розоватым оттенком, отнесенные нами условно к конкскому горизонту.

Таким образом, караганские отложения на Краснодарском полуострове распространены только в северной, центральной и юго-западной его частях и представлены однородными известковистыми мелкогалечными фациями. Мощность отложений в обнажении не превышает 17 м, в центральной части полуострова она, возможно, доходит до 40 м. От центральной части к югу, востоку и северу она уменьшается, а грубозернистость увеличивается.

Следует отметить, что отложения караганского горизонта в периферийных разрезах Краснодарского полуострова лежат на размытой поверхности палеогеновых и чокракских отложений и согласно покрываются конкским горизонтом. Судя по распространению осадков, караганская трансгрессия на Краснодарском полуострове охватила некоторые новые участки по сравнению с предыдущими бассейнами. Караганская трансгрессия местами размывала нижележащие слои чокракского и тарханского горизонтов и частично палеогена. Юго-восточная же часть полуострова, вероятно, оставалась сушей и здесь шло накопление континентальной толщи, начавшееся еще в чокракское время. Здесь границы караганского бассейна, очевидно, не доходили даже до границы чокракского моря. Все эти палеогеографические и палеобиономические изменения, по-видимому, связаны с неодинаковым ростом окружающих Краснодарский полуостров горных сооружений (Туаркыр, Большой Балхан — Куба-Даг). Таким образом, распределение литофации по площади согласуется с планом распределения мощностей.

Судя по фауне, соленость вод караганского бассейна, видимо, была значительно пониженной по сравнению с водами чокракского бассейна.

Выходы конкского горизонта известны как в северной (Кизылкуп), так и в южной (Ащеорпа, Западный Каскыр-Булак и Белек) частях полуострова (см. рис. 1 и 2). Залегают они здесь обычно на караганском горизонте и перекрываются сарматским ярусом или кюрянинской континентальной свитой, а местами отложениями акчагыльского яруса.

В результате наших исследований выяснено широкое распространение конкских отложений на Краснодарском полуострове. В составе его нам удалось выделить эрвильевые, фолодовые (картвельские), сартаганские и веселянские (слои с *Venus konkensis*) слои.

Эрвильевые слои. В 1959 г. нами обнаружены в районах Каскыр-Булак, Омчалы и Кизылкуп. Представлены они известняками-ракушняками и сильно известковистыми, местами огипсованными, песчанистыми глинами коричневатого бурого цвета, содержат богатую и однообразную фауну *Ervilia pusilla trigonula* Sok., образующую местами большие скопления. Мощность не превышает 1,5 м. Залегают отложения эрвильевых слоев согласно на нижележащих отложениях караганского горизонта, но местами у основания их (Западный Каскыр-Булак) присутствует мелкогалечный конгломерат, иногда с крупными глыбами и валунами. Наличие последних дает основание предполагать присутствие размыва между отложениями караганского горизонта и эрвильевых слоев конка в краевых частях полуострова.

В эрвильевое время в южной и юго-западной частях полуострова, очевидно, существовали мелководные условия, где откладывались известняки-ракушечники, песчаники и глины прибрежного типа, тогда как в центральной и северной частях полуострова происходило осаждение гипсов. В связи с этим, в северной части полуострова эрвильевые слои палеонтологически слабо охарактеризованы. В юго-восточной части полуострова отложения эрвильевых слоев пока еще не обнаружены. Не исключена возможность, что на эту территорию воды эрвильевого бассейна не доходили.

Фолодовые (картвельские) слои. Отложения фолодовых слоев обнажаются в северной (Прикарабогазье) и юго-западной частях полуострова, в частности в районах Кизылкуп, Омчалы, Ащеорпа и Каскыр-Булак. Представлены в основном известняками, мергелями с пропластками известковистых глин серого и красно-бурого цвета. Известняки, мергели и глины содержат богатую фауну фолад, среди которых определены нами *Barnea ustjurtensis* Eichw., *B. pseudoustjurtensis* Bog., *B. ustjurtensis sinzovi* Ossip., *B. serinia* Bog., *B. kubanica* Zhizh. Мощность фолодовых слоев в обнажениях колеблется от 5 до 15 м.

Осадки названных слоев вскрыты также скважинами, пробуренными КЮГЭ по профилю Сулмен-Ташкудук, где они, по данным Г. Ф. Шнейдер (1961), представлены переслаиванием мергелей, известняков, серо-зеленых пластинчатых глин мощностью 16—25 м.

В восточной и юго-восточной частях полуострова выходы фолодовых слоев не обнаружены.

Изучение фолад показывает, что в конце эрвильевого, в начале фолодового времени, изменяются биомические условия бассейна, в результате чего почти полностью исчезают эрвильи и пышное развитие получают представители рода барнеа. Распространение осадков и фауны показывает, что береговая линия этого бассейна, очевидно, оставалась почти такой же, какой она была в караганское время. В литофациальном отношении фолодовые слои представлены главным образом известняками и мергелями. От центра прогиба к югу, юго-востоку и востоку, как обычно, уменьшается мощность и увеличивается грубозернистость осадков. У подножья Куба-Дага, Большого Бахана и Туаркыра накопились прибрежные терригенные осадки. Следовательно, они являлись источниками сноса.

Сартаганские слои. На Краснодарском полуострове отложения сарта-

ганских слоев впервые обнаружены нами в 1959 г. к северу от Каскыр-Булака на расстоянии примерно 13—15 км. Здесь они залегают на фаунистически охарактеризованных фоладовых слоях и представлены коричневато-бурыми, комковатыми, известковистыми глинами с тонкими прослойками плотных известняков, с характерной фауной *Anomia ephippium* L., *Trochus sima* L. var., *Barnea kubanica* Zhizh., *Pitar* aff. *italica* (Derb.). Мощность их не превышает одного метра. Покрываются они отложениями веселянских слоев.

В северной части полуострова аналогичные отложения выделены нами в разрезе Кизылкуп. Здесь они сложены сильно огипсованными глинами, местами гипсами, содержащими единичные раковины *Barnea kubanica* Zhizh. Мощность 3 м. Здесь эти отложения также залегают на фоладовых слоях и покрываются веселянскими слоями.

На юго-восточной части полуострова сартаганские слои обнаружены нами к юго-востоку от кол. Белек. Здесь они залегают на размытой поверхности караганских (?) отложений и представлены мелкогалечными желтовато-серыми, пористыми, плотными известняками, местами содержащими мембранопоровые или рифовые известняки. У основания их залегают крупные валуны и глыбы, состоящие из изверженных и осадочных пород. Последние по простираанию замещаются мелкогалечными конгломератами.

Известняки содержат богатую и разнообразную фауну моллюсков хорошей сохранности. Среди них нами определены *Pitar italica* (Derb.), *Pitar* sp., *Buccinum jantar* Kol., *B. jantar* var. *sokolovi* Kol., *Lithopaga lithopaga* Linne., *Modiolus ustjurtensis* Zhizh., *Anadara* (*Arca*) *turonica konkensis* Merkl., *Cerithium konkensis* Sok., *C. neutrum* Kol. var. *pergravis* Kol., *Chlamys* sp. nov., *Trochus* sp. nov., *Ficus* sp. nov. и многие др. Мощность сартаганских слоев здесь 1,5 м. Покрываются они мелкогалечными конгломератами кюрянинской свиты. Эти известняки отличаются от чокракских как по комплексу фауны, так и залеганием их выше чокракских отложений.

В начале сартаганского времени происходят значительные биономические изменения бассейна, в связи с чем пышное развитие получают стеногалинные формы средиземноморского типа. Следовательно, Красноводский залив в сартаганское время имел некоторую связь с средиземноморским бассейном и был покрыт нормально морскими водами.

Веселянские слои (слои с *Venus konkensis*). Отложения этих слоев в пределах Красноводского полуострова впервые были обнаружены нами в 1959 г. к востоку от кол. Ашеорпа. Представлены они здесь красновато-бурыми и зеленоватосерыми, пятнистыми комковатыми глинами с тонкими прослойками плотных известняков с богатой фауной мощностью не больше 1,5 м. Среди фауны моллюсков преобладающую роль играют *Venus konkensis* Sok. Кроме того, здесь встречаются *Terebralia lignitarum* Eichw., *Terebralia* sp., *Potamides mitralis* Eichw., *Cardium ruthenicum* Hilb., *C. praeplicatum* Hilb., *Macra* aff. *konkensis* Sok., *Ervilia* sp. В остальных изученных нами разрезах Красноводского полуострова обнаружить фаунистически охарактеризованные отложения веселянских слоев не удалось. Условно эти отложения выделены в разрезе Кизылкуп, где они содержат фауну эрвилии и кардиум и представлены 1,5-метровым пластом серых глинистых гипсов. Из этих слоев Т. Р. Розеовой были определены *Elphidium* sp., *Cyclocypris* aff. *lachovskaja* Schn. и *Prionocypris* sp., которые, по её данным, имеют широкий диапазон распространения в полупресноводных фациях отложений веселян-сарматского возраста. Залегают они здесь на отложениях сартаганских слоев и покрываются сарматскими отложениями.

Судя по литофации веселянских слоев, можно предполагать, что поднятия, начавшиеся еще в начале сартаганского времени, продолжались и в веселянское время. В результате чего море уходит из южной части полуострова, где уже наступили прибрежные континентальные условия и начинается накопление грубообломочных песчаников и мелкогалечных конгломератов. В северной части полуострова в веселян-

ское время существовали мелководно-прибрежные условия и происходило осаждение гипсов, которое в свою очередь неблагоприятно влияло на развитие фауны. Изменения фауны и литологического состава осадков показывают, что соленость вод сартаганского бассейна постепенно опреснялась, и в веселянском бассейне развивается будущая сарматская фауна. В результате дальнейших опреснений бассейна в конце веселянского времени нормально морские виды вымирают и остаются только формы, которые появились в веселянском бассейне, получили пышное развитие в сарматском бассейне.

Таким образом, анализ и фауна тарханского, чокракского, караганского и конкского горизонтов среднего миоцена показывают, что в течение всего тортонского времени Красноводский полуостров представлял собой небольшой залив.

Тарханские, чокракские и сартаганские трансгрессии доходили сюда с запада, неся с собою некоторые средиземноморские формы. В южной части Красноводского залива в течение всего тортонского времени продолжали существовать поднятия Куба-Дага и Большого Балхана, которые размывались и являлись источниками сноса. В северо-восточной части полуострова существовало, очевидно, туаркырьское поднятие, которое обеспечило залив также терригенным материалом.

ВЕРХНИЙ МИОЦЕН Сарматский ярус N_1^{srm}

Отложения верхнего миоцена на Красноводском полуострове представлены только сарматским ярусом. Мзотис до настоящего времени не установлен. На размытой

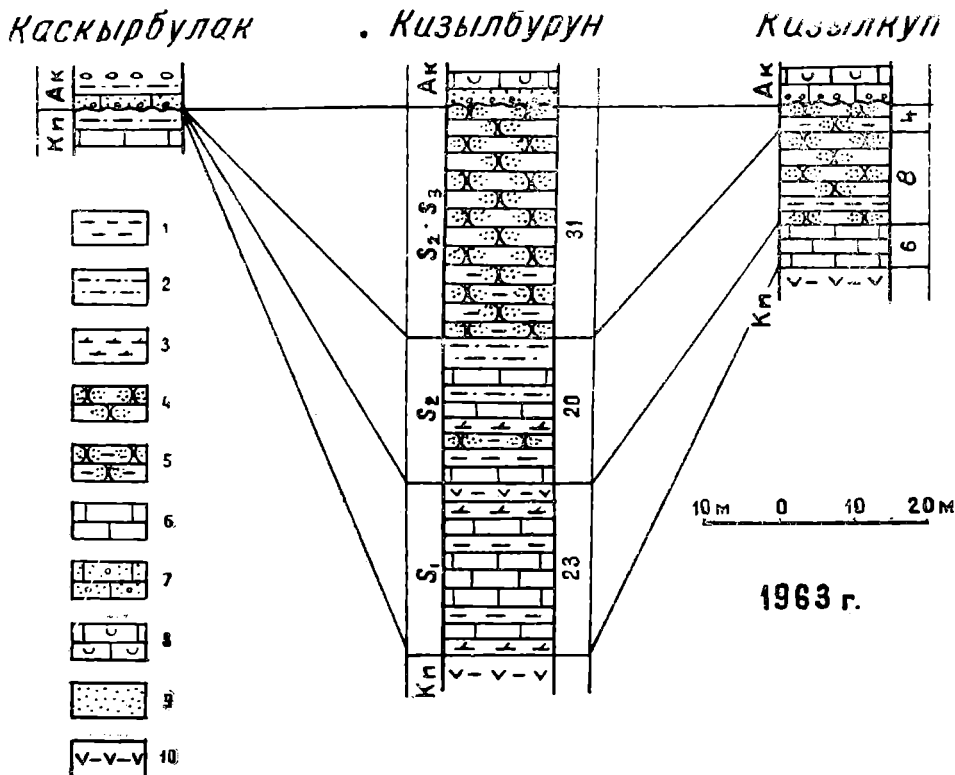


Рис. 3. Красноводский полуостров. Расчленение и сопоставление верхнемиоценовых (сарматских) отложений северной части по профилю Каскыр-Булак—Кизылкуп:

1 — глины; 2 — глины песчаные; 3 — глины известковые; 4 — песчаники; 5 — песчаники глинистые; 6 — песчаники с включением гравия и галек; 7 — известняки; 8 — известняки песчаные; 9 — известняки глинистые; 10 — гипсы; 11 — размыв.

поверхности сарматских слоев залегают осадки акчагыльского яруса с характерной фауной. Выходы отложений сарматского яруса развиты в основном в северной части полуострова (рис. 3).

Залегают они согласно на отложениях конка и покрываются постепенно континентальными отложениями кюрянской свиты. В центральной части полуострова сармат был вскрыт скважинами, пробуренными КЮГЭ в 1958—1960 гг. в районах Суели-Сулмена и Орфа. Мощность этих отложений, по данным М. Ф. Кравченко (скв. 52, пробуренная к западу Суели-Сулмена), равна 41 м. По данным А. Я. Ларченко (1962), мощность сармата в районе Орфа (скв. 5, 7, 8) равна приблизительно 35 м.

В результате наших исследований в составе сарматских отложений удалось выделить фаунистически охарактеризованные слои нижнего и среднего сармата и в отдельных пунктах—континентальные отложения среднего-верхнего сармата (см. рис. 3).

Нижний сармат

Отложения нижнесарматского подъяруса пользуются широким распространением в центральной и северной частях полуострова. Послойное описание их проведено нами в разрезах Кизылкупа, Омчалы и Кизыл-Буруна. Здесь они представлены белыми, серыми слоистыми мергелистыми известняками с тонкими прослойками известковистых, местами песчаных описанных глин и плотных мергелей, иногда с отдельными пластами гипсов, содержащими богатую фауну пелеципод и гастропод, характерных для нижнего сармата: *Mastra eichwaldi* Lask., *Cardium plicatum* Eichw., *C. ustjurtense* (Andrus.) Kol., *C. lithopodolicum* Dub., *Donax lucidus* Eichw., *Ervilia pusilla disita* (Eichw.), *Solen subfragilis* Eichw., *Modiola sarmatica* Gat., *Buccinum* sp., *Trochus* sp. Максимальная мощность их в районе Кизыл-Буруна 23 м.

В юго-западной части полуострова они сложены песчаниками и мелкогалечными глинами мощностью 6—9 м.

Отложения нижнего сармата повсюду залегают на отложениях конка без заметного перерыва. Местами породы конка и нижнего сармата имеют одинаковый литологический состав (однообразные белые известняки или глины). В подобных случаях граница между ними устанавливается только по наличию фауны моллюсков. Верхняя часть нижнего сармата (в разрезах Кизыл-Буруна и Кизылкупа кончается двухметровыми глинистыми гипсами. Перекрываются пестроцветными полуконтинентальными отложениями среднего сармата.

В юго-западной части полуострова нижнесарматская фауна была обнаружена нами в нижней части континентальной кюрянской толщи. Она состоит из видов *Mastra eichwaldi* Lask., *Cardium* cf. *praeplacatum* Hilb., *C. aff. vindobonense* (Parsch.), *Tapes* (Paphia) *vitaliana* Orb. Подобная же фауна в разрезе Каскыр-Булак была определена И. А. Коробковым (1960). Приурочена эта фауна к мало-мощному, однометровому, плотному, пористому и галечному пласту известняка, у основания которого имеется прослойка гравийного конгломерата, вклинивающегося по простиранию. В связи с этим мощность известняка местами уменьшается, и доходит до нескольких сантиметров. Кроме вышеуказанной нижнесарматской фауны, в этом известняке нами обнаружена и конкская фауна *Barnea ustjurtensis* Eichw. и многочисленные формы из родов *Modiola*, *Ervilia* в плохой сохранности, а также ядра и отпечатки других форм. В отдельных местах в разрезах Каскыр-Булака и Ащюрпа, среди кюрянской толщи нами обнаружена и фауна моллюсков акчагыльского возраста в коренном залегании, таких как *Cardium dombra* Andrus., *Avimastra karabugasica* (Andrus.), крупные *Potamides* ex gr. *caspius* Andrus.

Т. Р. Розыевой здесь определены акчагыльские остракоды *Loxococoncha kopetdagica* Ros., *L. aktschagylica* Mndlstm., *Leptocythere gubkini* Liv., *Cyprideis littoralis* Brady. Таким образом мы приходим к выводу, что нижнесарматская и

конкская фауна, встречаемая в разрезах Каскыр-Булак и Ащерпа, находятся в переотложенном состоянии. Возраст уже указанного выше пласта известняка гораздо моложе сарматского и скорее всего акчагыльский. Подобная переотложенная миоценовая фауна моллюсков встречена нами в разрезе Борджаклы, среди грубообломочных пород кюрянской свиты. Все это свидетельствует, по-видимому, о том, что в южной части Красноводского полуострова осадки нижнего сармата существовали, однако были размыты полностью. Характер осадков нижнего сармата и их распространения показывает, что южные и юго-восточные границы нижнесарматского бассейна, очевидно, проходили значительно севернее границ тартонского бассейна. В центральной части полуострова накапливались мелководные осадки, представленные глинами с прослойками известняков и мергелей. Мощность их не превышает 51 м. Площадь распространения последних занимала узкий, небольшой участок между Ташкудуком и Суели-Сулменом. К северо-востоку и к югу эти отложения постепенно сменяются преимущественно прибрежными карбонатными и терригенными осадками, в частности известняками, песчаниками и конгломератами.

Распределение литофаций и мощностей нижнего сармата показывает, что от центральной части прогиба к его перифериям увеличивается грубозернистость материалов, а мощность их уменьшается. Это свидетельствует о том, что одновременно с осадконакоплением в прогибе продолжались поднятия краевых площадей. Таким образом, общая палеогеографическая обстановка на Красноводском полуострове в нижнесарматское время существенно не отличается от обстановки конкского века. Лишь участки суши несколько расширились. На юге по-прежнему выделялись Большой Балхан — Кубадагское поднятие, а на востоке Туаркырское, которые, как и в среднем миоцене, являлись источниками сноса.

Средний сармат

Отложения среднего сармата выделены нами только в северной части полуострова на хребтах Кизыл-Бурун и Кизылкуп. Представлены они желтовато-серыми и коричневатобурими глинами и песчаниками с прослойками белых известняков и зеленовато-серой мергелистой глины и входят в состав кюрянской свиты. Известняки и глины содержат следующую фауну пелеципод и гастропод, характеризующую среднесарматский возраст: *Cardium plicatofittoni* Sinz., *C. kishinevense* Kol., *C. aff. danovi* Kol., *C. ex gr. bajaranasi* Kol., *C. aff. ustjurtense* Kol., *Mastra vitaliana* Orb., *Modiola sarmatica* Gat., *Solen subfragilis* Ноерн., *Tapes (Paphia)* sp.. Из этих образцов Т. Р. Розыевой были определены остракоды: *Leptocythere mironovi* Schn., *Loxoconcha aff. viridis* (Münst.) и фораминиферы: *Nonion martkobi* Volosh., *N. subgranosus* (Egger.), *N. bogdanowiczii* Volosh., характерные для верхов нижнего и низов среднего сармата. Залегают они согласно на фаунистически охарактеризованных отложениях нижнего сармата. Мощность их в разрезе Кизыл-Буруна равна 25, а в разрезе Кизылкупа — 8 м. В нижней части их в контакте с нижним сарматом имеется двух-, трехметровый белый, местами огрызненный гипс, отчетливо выделяющийся в разрезах. Средний сармат согласно перекрывается аналогичными осадками кюрянской свиты, отнесённой нами условно к среднему-верхнему сармату.

Таким образом, характер пород среднего сармата показывает, что они накопились во время сильной регрессии среднесарматского бассейна, когда в северной части полуострова морские условия чередовались с континентальными. Лишь в центральной части полуострова, по-видимому, существовали морские условия, в остальных участках в среднесарматское время происходили накопления континентальных осадков. Центральная часть полуострова освобождается от моря также вначале среднего сармата, однако, еще несколько раз покрывается кратковременной трансгрессией. Об этом свидетельствуют пропластки известняков с морской фауной, приуроченные к кюрянской свите, названной нами кизылбурунской.

Отложения верхнего сармата выделены нами условно. К ним отнесены верхняя часть континентальной красноцветной толщи разрезов Кизыл-Бурун (мощность 31 м) и Кизылкуп (мощность 4 м). Представлены они разнозернистыми косослоистыми желтовато-серыми и буроватыми песчаниками с прослойками песчаных глин. Выше, на размытой поверхности их, залегает трехметровый серый с желтоватым оттенком песчаник (песок) местами охристый, разнозернистый с включением мелкого гравия и гальки. У основания этого пласта встречаются песчаные конкреции диаметром 0,5—25 см и мелкогалечные конгломераты. По простираанию он вклинивается, местами образуя косую слоистость. На нем залегают фаунистически охарактеризованные известняки-ракушники акчагыльского яруса. Верхняя граница верхнего сармата, очевидно, проходит у основания этого песчаника.

Таким образом, отложения кюроянской свиты, залегающие в северной части Краснодарского полуострова, ранее отнесенные по возрасту к верхнему миоцену и нижнему-среднему плиоцену, полностью отнесены нами к верхнему миоцену, то есть к сарматскому ярусу. Среднесарматский возраст нижней половины кизылбурунской свиты доказан фаунистически, а верхняя половина условно отнесена к среднему — верхнему сармату, так как она по литологическому составу и по цвету ничем не отличается от нижней части и является непосредственным продолжением ее. С целью дальнейшей детализации разрезов красноцветная толща, развитая в северной части полуострова, названа нами кизылбурунской свитой. По литологическому составу пород и по стратиграфическому положению она полностью соответствует „надсарматской свите“ Западного и „казганчайской свите“ Центрального Конет-Дага, в которых обнаружена нами фауна моллюсков и остракод средне-верхнесарматского облика. Кроме того, кизылбурунская свита может быть сопоставлена с нижней частью заунгузской свиты Центральных Каракумов. Как по возрасту и литологическому составу, так и по условиям залегания она резко отличается от кюроянской свиты, распространенной в южной части полуострова. Последний представлен более грубозернистыми отложениями и залегает обычно на глубоко размытой поверхности среднего миоцена, либо на более древних отложениях (палеоген, мел). Возраст их предыдущими исследователями также считался верхнемиоцен-нижне-среднеплиоценовым. Наличие в них переотложенной конкской и сарматской фауны, встреченной нами в нескольких пунктах, позволили нам отнести их к плиоценовому возрасту.

Таким образом, в верхнесарматское время Краснодарский полуостров полностью освобождается от моря и здесь накапливаются континентальные отложения, которые частично сохранились в северной и центральной частях полуострова. В южной же части полуострова, по-видимому, она была уничтожена преакчагыльским размывом. Об этом свидетельствует переотложенная сарматская фауна моллюсков, встречаемая в фаунистически охарактеризованных отложениях акчагыла.

В заключение можно сделать некоторые выводы. В течение среднего и верхнего миоцена на Краснодарском полуострове существовал неглубокий прогиб, имевший почти широтное направление. Он был покрыт мелководным миоценовым бассейном, имевшим характер залива. Центр его, вероятно, находился в районе Суели-Сулмена. С юга залив ограничивался Кубадагским и Большебалханским поднятиями, с востока, по-видимому, Туаркырским и с севера Карабогазским (?) поднятиями. Лишь на западе он открывался к Каспийскому морю. Перечисленные поднятия в течение всего миоцена являлись источниками сноса.

В связи с более интенсивным поднятием Куба-Дага и Большого Балхана регрессия моря в южной части полуострова началась значительно раньше, чем на севере или в центральной части. В частности, на юге регрессия отмечается, начиная с чокракского времени, тогда как в северных районах она наступает в начале среднего сармата.

Максимальная мощность морского миоцена на Краснодарском полуострове не

превышает 150 м. Уменьшение мощности наблюдается в центральной части полуострова к ее перифериям. Между распределением мощностей и изменением литологического состава пород наблюдается прямая зависимость. Грубообломочные терригенные образования осадков обычно приурочены к областям поднятия.

По стратиграфическому распределению фауны моллюсков миоценовые отложения полуострова можно расчленить на отдельные горизонты, зоны или слои с характерной фауной.

Характер фауны моллюсков свидетельствует, что соленость вод тархан-чокракского бассейна была нормально морской. Дальнейшее понижение солености вод привело к расцвету караганской эрвильевой и фолодовой фауны. В сартаганском бассейне кратковременно повторяются те условия, которые существовали в тархан-чокракское время. Затем опять начинается опреснение бассейна, которое доходит до максимума в среднем сармате.

Вполне возможно, что в тарханское, чокракское и сартаганское время Красноводский залив имел связь со Средиземным морем. Остальное время среднего и верхнего миоцена он, очевидно, оставался сравнительно опресненным замкнутым водоемом, где пышно развивались местные арало-каспийские формы моллюсков.

O. UZAKOV

THE MIOCENE OF KRASNOVODSK PENINSULA

Abstract

The Burdigalian-Aquitantian strata together with *Oncophora* beds of the Lower Miocene are unknown in the confines of Krasnovodsk Peninsula. *Ostrea* beds (beds with *Ostrea gryphoides* and *Ostrea cochlear*) may be probably referred to them. Still, the *ostrea* beds singled out by the author at the Tarkhan horizon base in south border scarps of the Peninsula have been tentatively referred to this same horizon (namely Tarkhan).

The Middle Miocene strata rest on the eroded surface of the Paleogene and Cretaceous being conformably overlain by Sarmatian rocks or, locally, in case of being affected by a deep erosion, by marine and continental sediments of Akchaghylian stage.

The Middle Miocene is represented by paleontologically characterized carbonate sediments of a shallow sea origin forming together the Tarkhan, Chokrack, Karagan and Concanian horizons (Figs. 2—3). At the foot of the Kyuryanyn-Kyure scarp the author has distinguished continental analogues of the Middle Miocene under the name of „Karaman suite“, which is gradually replaced by marine sediments to the west and to the north.

The greatest thickness of Middle Miocene known in outcrops ranges at 55 m, while in subcrops (according to drilling data) it reaches 100 m.

On having thoroughly studied the mollusca remains the author was able not only to revise the former stratigraphical scheme but to give, as well, a more detailed differentiation of the Middle Miocene strata of Krasnovodsk Peninsula (Figs. 2—3).

Lithofacies and thickness maps elaborated by the author for the Tarkhan, Chokrack, Karagan and Concanian horizons (Figs. 4, 5, 6, 7) allowed to elucidate the historical evolution of the Middle Miocene basins of the region.

Analysis of mollusca fauna attests to the communication of the Bay of Krasnovodsk with the Mediterranean basin realized three times in the course of the Middle Miocene (in Tarkhan, Chokrack and Sartagan time).

The Upper Miocene strata confined to the Krasnovodsk Peninsula are represented by Sarmatian rock series outcropping locally at the north of the Peninsula in Kyzylburun, Omchaly and Kyzylkup sections.

They overlie in a regular bedding the Concanian horizon while being transgressively overlain by the Akchaghylian deposits in the result of a deep erosion.

The Sarmatian stage is composed of marine sediments of the Lower and partly of the Middle Sarmatian together with the continental sediments of the Middle and

Upper Sarmatian. These latter have been designated by the author as a Kyzyburun suite, referred formerly to the overlying Kyuryanyn suite. The Kyuryanyn suite by definition is composed, according to the author, of continental sediments confined only to the south of the Peninsula, where they occur at the foot of the Kyuryanyn Kyure Range.

To the west and to the north the Kyuryanyn beds are replaced by the Akchaghyl ones with fauna. On the basis of this evidence the author determines the Kyuryanyn suite as being likewise of the Akchaghyl age.

Paleogeographically speaking, in the course of Sarmatian time a shallow gulf opening from the west into the Caspian sea existed in the place of Krasnovodsk Peninsula.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Материалы для геологии Закаспийской области, ч. I, Каспийский полуостров. Большой и Малый Балхан, Джанак, Устюрт. Тр. Арало-Каспийской экспедиции, вып. 7, 1905.
- Вистелиус А. Б., Коробков И. А. О новой находке конкского горизонта на Каспийском плато. ДАН СССР, нов. сер., т. XC, № 3, 1953.
- Вистелиус А. Б., Коробков И. А., Романова М. А. О возрасте красноцветной толщи северо-запада Каспийского плато. Изв. АН СССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3, 1960.
- Данов А. В. Континентальные отложения верхнего миоцена, нижнего плиоцена (Иомудская серия). Геология СССР, т. 22, ч. I, Гостоптехиздат, 1957.
- Двали М. Ф., Лебедев Г. А., Никитюк Л. А. Геологические и гидрогеологические исследования Каспийского полуострова. Гос. науч.-техн. геол. разведочное изд-во, 1932.
- Жижченко Б. П. Нижний миоцен и средний миоцен. Стратиграфия СССР, т. 12, неоген. АН СССР, 1940.
- Жижченко Б. П. Атлас среднемиоценовой фауны северного Кавказа и Крыма. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Иванов С. Д. К расчленению и сопоставлению континентальных неогеновых отложений Туркмении. Тр. ВНИГНИ, вып. 35, Л., 1961.
- Колесников В. П. Сарматские моллюски. Палеонтология СССР, ч. 2, Л., Изд. АН СССР, 1935.
- Колесников В. П. Средний миоцен Закаспийского края. Изв. АН СССР, сер. геол. наук, № 2—3, 1936.
- Колесников В. П. Верхний миоцен. Стратиграфия СССР, т. 12, Неоген. Изд. АН СССР, 1940.
- Луппов Н. П., Неронова Л. В. Каспийский полуостров и Большой Балхан. Морские миоценовые отложения. Геология СССР, т. 22, ч. I, Гостоптехиздат, 1957.
- Ларченко Л. Я. Корреляции миоценовых отложений Каспийского полуострова. Изв. АН СССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1962.
- Мерклин Р. Л. Этапы развития конкского бассейна в миоцене на юге СССР. Бюлл. МОИП, нов. сер., т. 8, отд. геол., вып. 3, 1953.
- Мерклин Р. Л., Невеская Л. А. Определитель двустворчатых моллюсков миоцена Туркмении и Западного Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Польстер Л. А., Кравченко М. Ф. История геологического развития Прикарабагазы в миоценовое время. Геология и нефтегазоносность юга СССР, вып. 8, Гостоптехиздат, 1962.
- Розыева Т. Р., Узиков О. О присутствии на Западном Копет-Даге отложений онкофорных слоев и тарханского горизонта. Уч. зап., вып. 18 (Вопросы геологии Туркменистана), Изд. ТГУ им. А. М. Горького, Ашхабад, 1961.
- Розыева Т. Р., Узиков О. О восточной границе распространения морских чокракских отложений в пределах Копет-Дага и в Прикопетдагской впадине. Уч. зап., вып. 18, Ашхабад, 1961.
- Розыева Т. Р., Узиков О. Стратиграфия, фауна, фауна среднемиоценовых отложений Западного, Центрального Копет-Дага и в Прикопетдагской впадине. Тр. Ин-та геологии, т. 4, Ашхабад, Изд-во АН СССР, 1962.
- Судов М. М. О возрасте морских миоценовых отложений южной части Каспийского полуострова. Изв. АН СССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 1, 1962.

- Смолко А. И. История развития рельефа и тектоника Красноводского полуострова. Проблемы нефтегазоносности Средней Азии, вып. 2, Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, 1961.
- Тиун'ов К. В., Судо М. М. О миоцене Большого Балхана. Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1960.
- Узак'ов О. О возрасте устричных слоев миоцена южной части Красноводского полуострова. Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 2, 1963.
- Шнейдер Г. Ф. Фауна остракод неогеновых и четвертичных отложений Красноводского полуострова (Западный Туркменистан) и ее стратиграфическое значение. Геология и нефтегазоносность юга СССР. Закаспий и северный Прикаспий, вып. 8. Тр. КЮГЭ АН СССР, Л., 1962.

НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-ТУРКМЕНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Предлагаемая статья посвящена большой и в то же время малоизученной южной части Западно-Туркменской низменности, Гограньдаг-Окаремской и Аладаг-Мессерианской тектоническим зонам. В этом регионе проведены геофизические исследования и на отдельных площадях бурением выявлено около 50 перспективных в смысле нефтегазоносности складов*, погребенных под четвертичными отложениями. В недрах некоторых из них (Окарем, Камышлджа и Миассер) уже обнаружены промышленные скопления нефти, конденсата и газа (рис. 1).

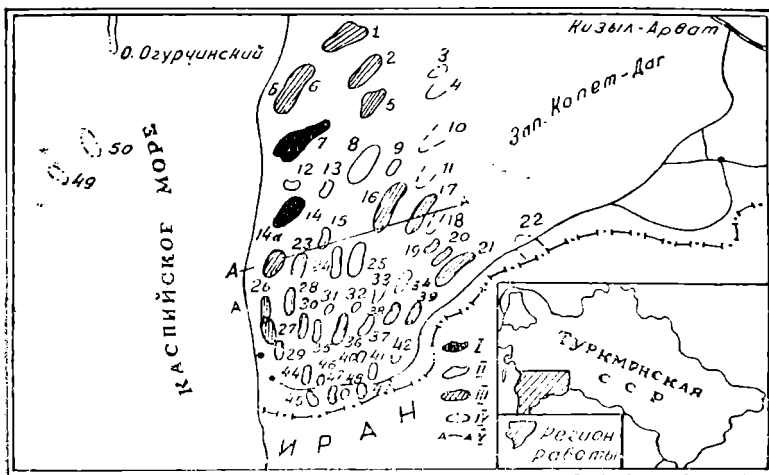


Рис. 1. Схема расположения погребенных складок и структур, в поле развития неогеновых отложений в южной части Западно-Туркменской низменности.

I. Склады, где обнаружены промышленные скопления нефти и газа. II. Склады, ооконтуренные только геофизическими работами. III. Склады, где проведены и геофизические, и буровые работы. IV. Склады предполагаемые. V. Линия корреляционной схемы: 1 — Гограньдагская, 2 — Экизакская, 3 — Бенгйская, 4 — Западно-Зирикская, 5 — Буглайинская, 6 — Карадаштинская, 7 — Камышлджинская, 8 — Шахманская, 9 — Мессерианская, 10 — Аладагская, 11 — Мешедская, 12 — Шаудская, 13 — Чукуркуинская, 14 — Окаремская, 14а — Кеймирская, 15 — Хангулийская, 16 — Рустамкаинская, 17 — Изаткулийская, 18 — Даяндынская, 19 — Мадауская, 20 — Бенгуапская, 21 — Кызылатрекская, 22 — Дехканская, 23 — Миассерская, 24 — Индерденская, 25 — Невчайская, 26 — Акпатлауская, 27 — Чикишайрская, 28 — Акэзерская, 29 — Адамкудукская, 30 — Порсинская, 31 — Сыртлауинская, 32 — Кошаджакуинская, 33 — Гелгузенская, 34 — Дехиштанская, 35 — Чайнокская, 36 — Гекчинская, 37 — Делилийская, 38 — Билоджинская, 39 — Приатрекская, 40 — Северо-Тоголокская, 41 — Тоголокская, 42 — Ашгабайская, 43 — Каянджинская, 44 — Гасаикулийская, 45 — Кукуртлджинская, 46 — Аджинбская, 47 — Чалаюкская, 48 — Джанетская, 49 — Баика Грязевый вулкан, 50 — Башка Ульского.

* Некоторые из них требуют дальнейшего уточнения.

Глубинное тектоническое строение Гограндаг-Окаремской и Аладаг-Мессерианской зоны освещены в трудах Ю. Н. Година (1959) и других исследователей.

В результате указанных исследований выяснено широкое развитие здесь отложений миоцена и плиоцена.

Миоценовые отложения установлены бурением в Аладаг-Мессерианской зоне — на структуре Изат-Кули.

Судя по косвенным данным (выбросы грязевых вулканов), они распространены и в Гограндаг-Окаремской тектонической зоне, где залегают на большой глубине под плиоценовыми и антропогенными отложениями.

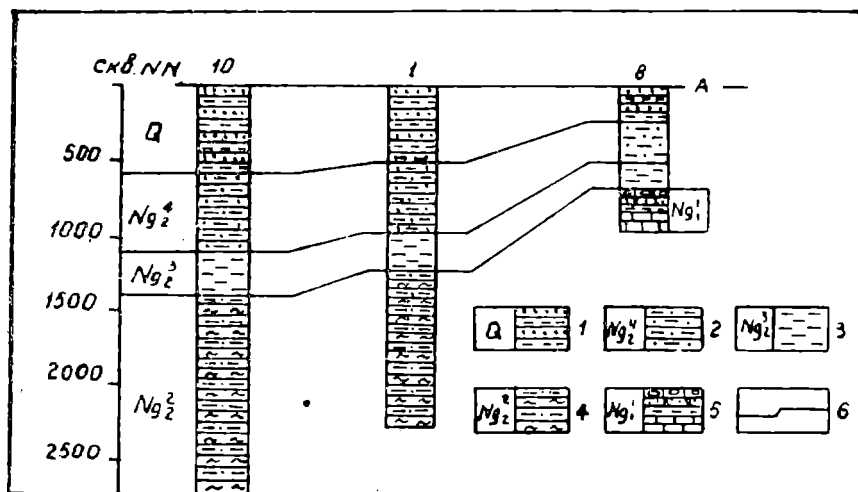


Рис. 2. Региональная корреляционная схема по линии А—А.

1 — Четвертичная система. Пески, песчаники и глины. 2 — Апшеронский ярус. Известковистые глины, песчаники, мергели и песчаники. 3 — Акчагильский ярус. Мергели и глины. 4 — Красноцветная толща. Известковистые глины, алевролиты, пески, песчаники и мергели. 5 — Миоцен. Глины, алевролиты с пропластками известняков, гравелитов и конгломератов. 6 — Границы между стратиграфическими единицами.

Обработка материалов скважин показала, что осадки миоцена лежат здесь на размытой поверхности меловых и палеогеновых отложений. Мощность вскрытой скважинами части миоцена достигает 375 м (рис. 2). В сводовых частях складок она уменьшается до 100 м и в таких случаях весь разрез полностью пройден бурением; в синклиналих мощность увеличивается. Миоцен представлен глинами, песчаниками, алевролитами, известняками, гравелитами и конгломератами. По общему облику пород разрез подразделяется на нижнюю и верхнюю части.

В нижней части разреза имеют место пропластки светло-серых известняков, в которых встречена фауна, определенная О. Узаковым: *Ervilia praepodolica* Andrus., *Ervilia* sp., *Nossa* sp., *Lutetia (Spaniodontella)*, *Intermedia* (Andrus.), *Chama* sp., *Sandbergeria* aff. *praeroxolanica* Zhizh., характерная, по его мнению, для чокракских отложений.

В верхней части разреза породы имеют красноватый оттенок, среди них появляются пропластки гравелита и конгломерата. Глины характеризуются высокой известковистостью, плохой отсортированностью и содержат остроугольные песчаноалевролитовые частицы. Алевролиты крупнозернистые с карбонатно-глинистым цементом. Известняки обычно грязно-серые, песчаные, плотные и без терригенной примеси. Основная масса их состоит из мелких (0,05 — 0,6 мм, реже 1 — 3 мм) комочков, микро- или крупнозернистого кальцита. Форма комочков преимущественно округлая, реже удлинённая, неправильная, в основном имеет четкие контуры. Часто внутри комочков встречаются неопределимые органогенные обломки; представленные прозрач-

ным и тонкозернистым кальцитом. Оолиты 0,08 — 0,05 мм, реже 1 мм, составляют до 10% общей массы пород и обладают округлой и удлинённой формой. Центром оолита являются мелкие комочки, также имеющие округлую форму. Изредка попадаются обломочные разности оолита. Терригенная примесь отсутствует. Текстура слоистая, вследствие горизонтального расположения удлинённых фрагментов. Цемент представлен тонкозернистым кальцитом, инкрустирующим комочки и заполняющим пустоты между ними.

Песчаники мелко- и крупнозернистые, серые, светло- и коричневатые-серые, если они в той или иной степени железисты. Цемент карбонатно-алевролитоглинистый, обломки зерен остроугольные, следов окатанности не наблюдается. Глаукониты встречаются в виде рассеянных зерен.

Гравелиты представлены сцементированными песками массой окатанных в разной степени зерен в основном терригенных пород. Цвет их красновато-коричневый. В самой верхней части разреза они постепенно переходят в конгломераты.

Конгломераты среднегалечные состоят из различных по внешнему виду хорошо сцементированных галек; представлены в основном оолитовыми и комковатыми известняками. Цвет их красный с коричневатым и розоватым оттенком. Гальки диаметром 1,5 — 5 см хорошо окатаны, овальные, чаще несколько удлинённые, расположены беспорядочно; только крупные удлинённые разности имеют слабую ориентировку по слоистости пород.

Отложения палеогена в пределах южной части Западно-Туркменской низменности имеют более широкое распространение и представлены палеогеновым ярусом нижнего, красноцветной толщей среднего и акчагыль-апшеронским ярусом верхнего отдела.

Осадки палеогенового яруса в рассматриваемом районе не вскрыты еще ни одной скважиной, но наличие их вероятно по аналогии с Прибалханской тектонической зоной, где они представлены плотными глинами, алевролитами и песчаниками.

Красноцветная толща вскрыта скважинами в Гограндаг-Окаремской зоне. Кровля ее залегает на Окареме на глубине 800 — 1000 м от поверхности, на Аджиябе — 1100 м, на Карадашли — 1800 м, а в северо-западной части описываемого района (на острове Огурчинском) на 3100 м (Ханов, 1963). Отложения красноцветной толщи не содержат характерной макро- и микрофауны и расчленение ее проводится по каротажной диаграмме. В частности в Окареме и Камышджа ее подразделяют на две части (Цуканов, 1960). Нижний отдел представлен в основном мощными пластами известковистых глин, разделенных маломощными слоями и прослоями песчано-алевролитовых пород. Верхний отдел сложен равномерно чередующимися пластами известковистых глин, алевролитов, песков. Развернутое на площадях Окарема и Камышджа глубокое бурение доказало региональную промышленную нефтегазоносность низов красноцветной толщи и в пределах южной части Западно-Туркменской низменности.

Литологический состав красноцветной толщи изучен на площадях Окарема, Камышджа и Миассера (Атанасян, 1956). Разрез в целом представлен чередующимися между собой пластами известковистых глин, алевролитов, песков, песчаников и мергелей. Встречаются пропластки, состоящие из катунных глин или обломков песчаника. Породы в основном серые и коричневатые с красноватым оттенком. Максимальная мощность красноцветной толщи, вскрытая скв. 1 (площадь Карадашли) достигает 2500 м.

Красноцветная толща перекрыта согласно осадками акчагыльского яруса. Разрез состоит почти исключительно из листоватых мергелей, известковистых зеленоватых глин с единичными пропластками алевролитов и песчаников. Наибольшая мощность его вскрыта скв. 10, пробуренной на площади Кеймир, и равна 300 м.

Апшеронский ярус, кроме серых и светло-серых мергелей и известковистых глин, содержит алевролиты, пески и песчаники с редкими пропластками глинистых известняков. Максимальная мощность встречена на площади Кеймир (скв. 10) и равна 600 м.

Неогеновые отложения в пределах южной части Западно-Туркменской низмен-

ности перекрыты песчано-глинистыми осадками четвертичного возраста, их мощность достигает здесь 700 м.

Как видно из краткого описания разрезов красноцветной толщи акчагыльского и апшеронского ярусов, в разрезе плиоцена встречаются почти одни и те же типы пород, но в одном ярусе преобладают одни типы пород, в другом — другие. В общем же разрез неогена состоит в основном из известковистых глин, алевролитов и мергелей. Глины карбонатностью 5% и песчаники имеют явно подчиненное значение. Что касается пропластков, сложенных другими типами пород, то они не составляют даже одного процента от общего объема разреза.

Мергели обычно без примеси алевролитистых частиц, иногда они переходят в пелитоморфные известняки. Глины и алевролиты на прибортовых частях содержат крупные остроугольные песчаные зерна. Цвет пород в подавляющем большинстве случаев зависит от содержания железа и карбонатов. Высокое содержание карбонатов и преобладание глинистых частиц в разрезе плиоцена зависит от карбонатности и мелкодисперсности материалов — источников сноса.

Небезынтересно проследить изменение мощностей отдельных стратиграфических единиц в пределах описываемого района (см. рис. 2). На этом рисунке дана региональная корреляционная схема с запада на восток. На ней видно — с одной стороны, как увеличивается мощность стратиграфических единиц в направлении от борта низменности к ее центру, с другой — как убывают глубины депрессии по мере осадконакопления.

Что касается условий осадконакопления в пределах южной части Западно-Туркменской низменности в неогеновое время, то можно отметить следующее.

Миоценовые отложения, как уже было отмечено, выделены в этом районе только в разрезе складки Изат-Кули, что совершенно недостаточно для выявления конфигурации бассейна, в котором шло осадконакопление в это время. Заметим лишь, что общий литофациальный облик разреза свидетельствует о том, что породы формировались в прибрежной зоне неглубокого бассейна.

В плиоценовое время в пределах южной части Западно-Туркменской низменности, судя по имеющимся данным, происходит быстрое погружение, компенсированное осадконакоплением. О характере понтического бассейна в пределах данного района нельзя сказать ничего определенного, так как здесь осадки его не были вскрыты бурением.

Отложения красноцветной толщи сформированы в интенсивно погружающемся и в то же время постепенно увеличивающемся в своем объеме бассейне.

Акчагыльский век сопровождался крупной трансгрессией моря, в результате чего почти полностью покрываются морем бывшие источники сноса, за исключением, возможно, некоторых высокоприподнятых хребтов.

Накопление осадков апшеронского яруса в пределах южной части Западно-Туркменской низменности происходит в сравнительно неглубоководном бассейне, об этом свидетельствует наличие в разрезе, помимо мергелей и известковистых глин, алевролитов и песчаников, которые местами в разрезе преобладают.

В четвертичное время отложения неогена в пределах южной части Западно-Туркменской низменности перекрываются отложениями постепенно сокращавшихся бакинского, хазарского, хвалынского и древнекаспийского морей. После чего депрессия почти полностью нивелировалась и приобрела современный облик.

S. KHANOV

THE NEOGENE STRATA IN THE SOUTH PART OF THE WEST-TURKMENISTAN LOWLAND

Abstract

Neogene beds confined to the South part of the West-Turkmenistan Lowland are overlain by a thick post-Pliocene complex (thickness ranging from 100 to 700 m), whose presence has been ascertained by wells and mud volcanoes outbursts.

Results obtained from drill core samples and electric logs made it possible to distinguish in this area the Middle and Upper Miocene deposits as well, as the Lower, Middle and Upper Pliocene ones.

Miocene deposits are represented by clays and sandstones intercalated with limestones, gritstones and conglomerates. Their total thickness reaches 350 m.

The Pliocene is wide spread. It is represented by the Pontian stage of the lower Pliocene subdivision, by the red coloured beds referring to its middle subdivision and by the Akchaghyl and Apsheron stages making part of its upper subdivision.

To judge by the sequence known of the adjacent region the Pontian is composed of heavy clays, sandstones intercalated with gypsum and anhydrite. Its thickness is about 300 m.

The red coloured beds present an alternation of marl layers with clay-marls, aleurolites, sandstones and clays coloured red by preferation. Their thickness ranges from about 100 to 2500 m.

Akchaghyl stage consists of marls and greenish-gray clays with isolated sandstone intercalations. Thickness varies from 80 to 300 m.

Apsheron stage is composed of carbonate clay beds aleurolites, gray coloured sandstones of various shades. Its thickness varies from 250 to 600 m.

Oil and gas accumulations of commercial value are confined to Neogene strata as well, as their natural seeps and mud volcanism manifestations.

Neogene sediments confined to the South part of the West Turkmenistan Lowland reveal important possibilities in regard of commercial accumulation of oil and gas as well, as of different useful minerals associated with waters of productive oil strata.

ЛИТЕРАТУРА

- Атанасян В. А. Туркменская ССР. Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения). Труды ВНИГРИ, т. I, нов. сер., вып. 96. Л., 1956.
- Годин Ю. Н. Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение геофизическими методами. Автореферат докторской диссертации. М., 1959.
- Ханов С. Геологическое строение острова Огурчинский. Вопросы геологии Туркмении. Изд. АН ТССР, 1960.
- Цуканов И. И. Разведочное бурение на разведочных площадях Окарем и Камышджа. В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление геолого-разведочных работ в западных районах Средней Азии. М., 1960.

НЕОГЕН ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТУРКМЕНИСТАНА

Юго-Восточный Туркменистан вместе со смежной частью Узбекистана представляет собою область предгорной наклонной равнины и предгорных возвышенностей. Эта область имеет форму прямоугольника (600×270 км), вытянутого в направлении ЮЗ-СВ. С трех сторон она обрамлена горами, и только на северо-западе предгорная наклонная равнина, наклоненная в общем в эту сторону, сменяется Низменными Каракумами.

Неогеновые и четвертичные преимущественно континентальные молассовые отложения Юго-Восточного Туркменистана, формировавшиеся в течение единого тектонического этапа, образуют мощную (до 1500 — 1800 м) слабо дислоцированную толщу довольно сложного строения. Эта толща почти полностью покрывает весь регион, размыта лишь на небольших участках по его окраинам. Горное обрамление было преимущественно областью сноса.

Существовавшие до 1956 г. представления о неогене юго-востока ТССР были сформулированы в основном в 30-х годах В. В. Александровым (1934) и П. П. Добросельским и развиты позже В. Г. Сальковым, А. И. Котельниковым, А. В. Сидоренко и др. Для континентального неогена предгорий Копет-Дага схема стратиграфии была разработана А. В. Дановым и П. И. Калугиным.

В пределах юго-востока ТССР выделялись без четкой характеристики нижне- и верхнекарабийская свиты. Зачастую граница между свитами проводилась на разных стратиграфических уровнях. Мощность каждой свиты считалась не превышающей 300 м. Нижнекарабийскую свиту по возрасту относили к плиоцену, хотя иногда в низах ее предполагали и верхний миоцен. Для верхнекарабийской свиты принимался то плиоценовый, то нижнечетвертичный возраст. Большинство исследователей признавало водно-осадочное (аллювиально-пролювиальное или флювиогляциальное) происхождение континентальных толщ, но существовали также гипотезы об эоловом генезисе (Обручев, 1909, 1951; Дубровкин, 1949).

В пределах Копет-Дага континентальные неогеновые отложения были расчленены на три свиты: карагауданскую (верхи олигоцена — нижний миоцен, — возможно, низы среднего миоцена), казганчайскую (верхний миоцен — средний плиоцен) и кешининбаирскую (верхний плиоцен). На севере региона, в районах ст. Уч-Аджи и Чарджоу, А. В. Сидоренко обнаружил крайние южные выходы заунгузской свиты, отнесенной к плиоцену. В южной части правобережья Аму-Дарьи, в Узбекистане были выделены (Грамм, 1958) тандырчинская (верхний миоцен — средний плиоцен) и гузарская (верхний плиоцен) свиты.

Недостатки и неточности изложенных стратиграфических представлений в значительной мере объясняются скудностью имевшегося тогда фактического материала

В 1956 г. Институт геологии АН ТССР начал тематические исследования стратиграфии условий залегания неогеновых отложений Юго-Восточного Туркменистана. С 1957 г. эти работы велись совместно с Юго-Восточной каракумской геологической экспедицией (ЮВКГЭ) УГиОН при СМ ТССР, проводившей геологическую съемку и большой объем бурения. На основе этого творческого содружества для южной части региона была разработана новая стратиграфическая схема; в пределах остальной части региона были прослежены свиты, выделявшиеся в смежных районах, и выделены новые свиты. Удалось все свиты более или менее уверенно сопоставить между собою и для ряда из них значительно уточнить возраст. Новая стратиграфия неогена легла в основу большинства геолого-съемочных отчетов и полностью оправдала себя на практике. Основные ее положения были опубликованы в ряде работ (Смирнов, 1960, 1962; Амурский, Мильштейн, Смирнов, 1961). В последнее время некоторые уточнения и дополнения сделаны авторами настоящей работы, а Т. М. Лаптевой и Т. М. Телюшенко разработаны петрографо-минералогические обоснования. Построены литолого-фациальные, изопачистические и структурные карты по стратиграфическим подразделениям неогена для всего региона и выяснена неогеновая история развития.

Закономерности распределения фаций и изменений мощности неогеновых и четвертичных отложений объясняются расположением и развитием основных тектонических элементов региона. Несмотря на то, что одни и те же крупные тектонические элементы существовали в течение всей известной геологической истории, их относительная активность и, следовательно, их структурное выражение значительно менялись. Краткое знакомство с общим структурным планом региона необходимо для понимания неогеновой стратиграфии и истории развития (рис. 1).

Юго-западный угол региона вклинивается между встречными окончаниями складчатых сооружений Туркмено-Хорасанских гор (Копет-Даг и Бипалауд), имеющих восток-юго-восточное простирание, и субширотных складчатых сооружений Североафганских гор (Бенди-Туркестан и Мирза-Валенг). Эта часть региона дифференцирована на субширотные зоны поднятий и прогибов, связывающие встречные окончания складчатых сооружений.

Севернее протягивается региональная зона крупных прогибов, включающая Предкопетдагский прогиб восток-юго-восточного простирания, субширотный Предкарабийский прогиб и субширотный Североафганский прогиб (между Мирза-Валенгом и отрогами Гиссара).

К северу от Предкарабийского прогиба в пределах региона расположено субширотное дифференцированное Мары-Учаджинское поднятие, погружающееся к востоку. На западе оно подходит вплотную к северному борту Предкопетдагского прогиба, срезаясь последним. Поднятия на севере, по-видимому, отделено от основной части Каракумской платформы неглубоким субширотным Предунгузским прогибом.

На правобережье Аму-Дарьи, в северо-восточной части региона, на юге расположено складчатое сооружение отрогов Гиссара, имеющее юго-западное простирание и прослеживаемое до долины Аму-Дарьи. Между этим сооружением и склоном Каракумской платформы протягивается неглубокий Предгиссарский прогиб, также выходящий по простиранию к долине Аму-Дарьи. Прослеживание тектонических зон с левобережья Аму-Дарьи на ее правобережье очень затруднено наличием секущих региональных разломов.

Земная кора в пределах региона разделена на блоки глубинными разломами меридионального, северо-западного и северо-восточного простирания. Разломы эти выделяются по совокупности геофизических, геологических и геоморфологических материалов. К меридиональным разломам относятся Серахский, протягивающийся до Серахса вдоль долины р. Теджен, а затем уходящий далеко на север, и Мургабский, пересекающий регион по правобережью р. Мургаб. К северо-западным разломам на

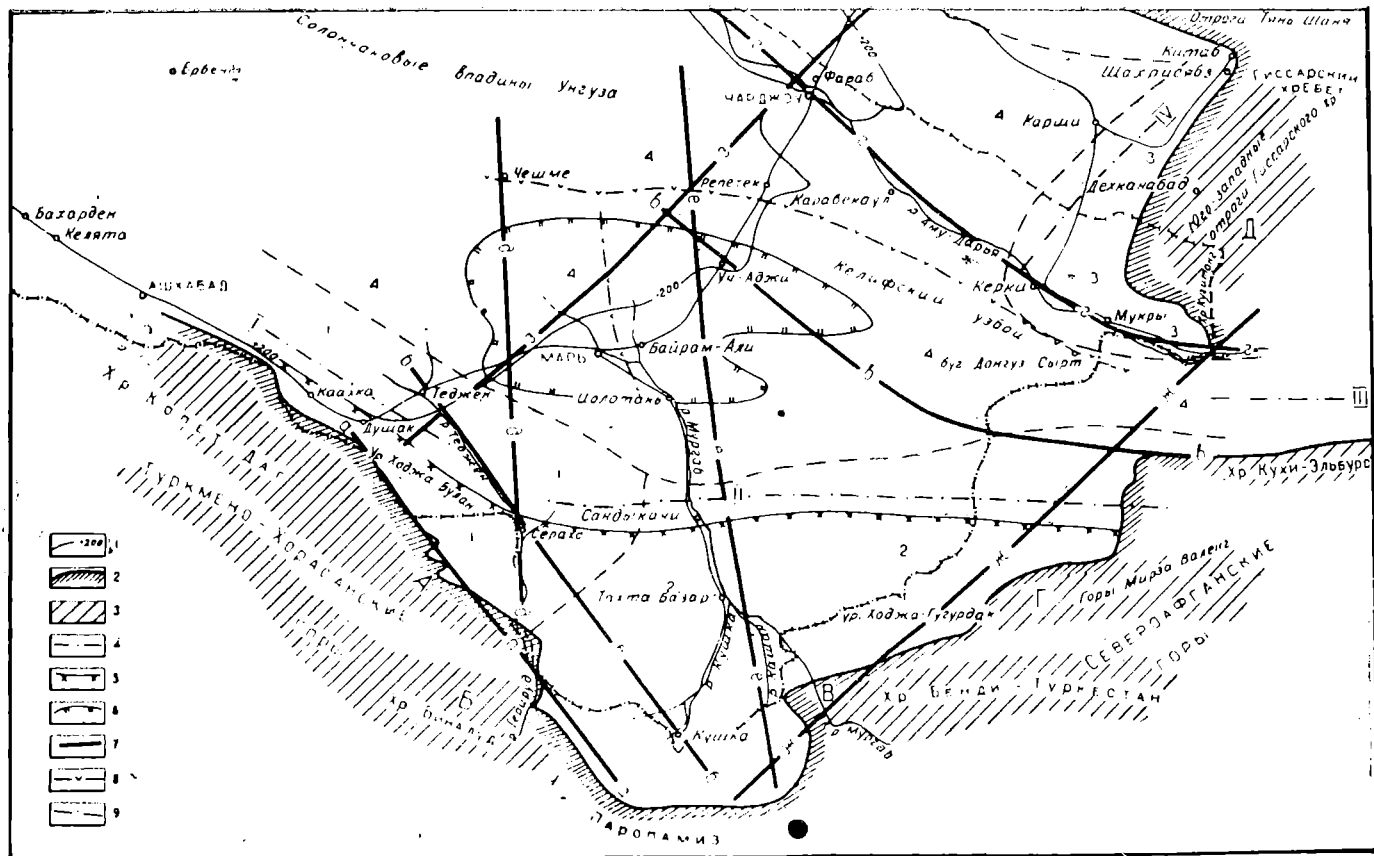


Рис.1. Обзорная схема Юго-Восточного Туркменистана:

1 — изогипсы + 200 м, отделяющая палеогеновую равнину Юго-Восточного Туркменистана от Низменных Каракумов; 2 — граница горных складчатых сооружений; 3 — складчатые сооружения; 4 — Копет-Дег; 5 — Бинауд, 6 — Бенди-Туркестан, 7 — Мирза-Валег, 8 — отроги Гиссара, 9 — отроги Южного Тянь-Шаня; 10 — осевые линии основных граевых прогибов: 1 — Предкопетдагского, 2 — Предкарабайского, 3 — Североафганского, 4 — Предгиссарского; 5 — осевая граница области субширотных прогибов и поднятий между встречными окончанием складчатых сооружений Туркмено-Хорасанских и Североафганских гор; 6 — условная граница Мары-Узджинского поднятия; 7 — зоны региональных разломов (флекуры и перегибы в осадочном чехле); 8 — границы блоков земной коры: а — Восточно-Копетдагская, б — Тедженская, в — Узджинская, г — Амударынская, д — Серахская, е — Мургабская, ж — Североафганская, з — Чарджоуская; 8 — зоны соляных диапиров и криптодиапиров; 9 — осредненные границы неогеновых областей аккумуляции. Области аккумуляции: 1 — предкопетдагская, 2 — предпаропамизская, 3 — предгиссарская, 4 — каракумская.

западе относятся разломы, пересекающие восточное окончание Туркмено-Хорасанских гор, в частности, Восточно-Копетдагский разлом, ограничивающий Копет-Даг с востока, и Тедженский разлом, протягивающийся от г. Теджена к району г. Кушка. На востоке в эту систему входят разломы, приуроченные к зоне амударьинской долины, и Учаджинский разлом, прослеживаемый от района ст. Уч-Аджи на юго-восток. Следует отметить, что на юге, в Афганистане, эти разломы, по-видимому, меняют простираание на субширотное. В частности, Учаджинский разлом там отражается крутым уступом гор Кухи-Эльбурс. Среди разломов северо-восточного простираания основными являются Чарджоуский, протягивающийся примерно в зоне железной дороги Чарджоу-Мары, и Североафганский, ограничивающий с запада складчатые сооружения Североафганских гор.

Отмеченные глубинные разломы в мезо-кайнозойских отложениях имеют различное структурное выражение, чаще всего они отражены региональными сравнительно крутыми или пологими флексурами или валлообразными поднятиями. Блок, заключенный между Серахским и Мургабским разломами, назван нами Герирудской стабильной полосой, ибо он отличается наименьшей степенью тектонической подвижности. Между Учаджинским и Амударьинским разломами выделяется Келифская полоса, также очень четко проявляющаяся в геологической истории. Чарджоуский разлом отделяет рассматриваемый регион от Низменных Каракумов.

Помимо перечисленных тектонических элементов, в пределах региона большого внимания заслуживают своеобразные зоны интенсивного проявления соляной тектоники: Репетекская, прослеженная с юго-восточным простираанием в Келифской полосе и с широтным простираанием западнее, в Низменных Каракумах, и Байрамалийская, расположенная западнее Мургабского разлома параллельно ему и под прямым углом примыкающая с юга к Репетекской зоне.

Сложное тектоническое положение и строение региона вызвали значительные различия в строении неогеново-четвертичной толщи в разных его частях. Перед горными сооружениями формировались обширные предгорные шлейфы, в которых отмечается последовательное погрубление обломочного материала с приближением к горам. Естественно, что шлейфы различных горных сооружений заметно отличаются друг от друга. Можно выделить предкопетдагский, предгиссарский и предпаропамизский (перед Североафганскими горами) предгорные шлейфы. Вероятно, в крайней северо-восточной части региона существует и предтянъшаньский предгорный шлейф. Вся северная часть региона, примыкающая к Низменным Каракумам, вместе с Келифской полосой представляла собою область равнинного, преимущественно озерно-аллювиального осадконакопления. Здесь существовали озерные бассейны и аллювиальные равнины, осадочный материал сюда поступал с обширной территории, но сюда же распространялись и краевые наиболее мелкоземистые части предгорных шлейфов. Таким образом, в пределах региона можно выделить несколько областей аккумуляции, границы которых в какой-то мере менялись во времени: предкопетдагскую, предпаропамизскую, предгиссарскую и каракумскую. Последняя область охватывает центральные части равнинной территории за пределами краевых частей предгорных шлейфов, куда обломочный материал поступал из далеких областей сноса. Очевидно, что каждую область аккумуляции, связанную с тем или иным горным сооружением, можно разделить на несколько зон. В первом приближении можно выделить собственно предгорные шлейфы и их далекие краевые части, выходящие на равнинную территорию.

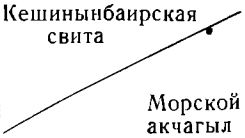
Каждой из перечисленных областей аккумуляции соответствует особое строение неогеновой толщи. Схема стратиграфии неогена Юго-Восточного Туркменистана по областям аккумуляции может быть представлена в виде таблицы.

Неогеновая молассовая толща в разных районах Туркменистана подстилается различными отложениями. Так, в предгорьях Центрального Копет-Дага восточнее ст. Бахарден карагауданская свита с размывом ложится на актепинские слои, представленные белыми рыхлыми кварцевыми алевритами и песчаниками. Актепинские слои в свою очередь с размывом лежат на алевритах и пестроцветных глинах

среднего олигоцена, охарактеризованных фауной. В последнее время в актепинских слоях в ряде мест (пос. Калининский, ст. Ак-Тепе) также собрана фауна, определенная Р. Л. Мерклинным и В. В. Джабаровым: *Tellina nysti* Desh., *Cardium* cf. *levinae* Merkl., *Corbula nysti* Desh., *Lucina* cf. *gracilis* Nyst., *Pitar* sp., *Tympanotonus* sp., *Pectunculus* cf. *obovatus* Lam., зубы акул, обломки баланусов. Эта фауна позволяет относить актепинские слои к верхнему олигоцену.

В центральной части региона, в пределах каракумской области аккумуляции

Местные стратиграфические схемы неогеновых отложений Юго-Восточного Туркменистана

Подотдел	Ярус	Предкопетдагская область аккумуляции	Предпаропамизская область аккумуляции	Предгиссарская область аккумуляции	Каракумская область аккумуляции (материал из далеких областей сноса)	
Верхний плиоцен	N ³ ар	Каахкинская свита	Тахтинская свита	?	Аналоги апшеронского яруса	Нерасчлененный верхний плиоцен
	N ³ ак	Кешинынбаирская свита  Морской акчагыл	Гокчинская свита	Гокчинская свита	Морской акчагыл	
		Тахтабазарская свита	Тахтабазарская свита	?	Тахтабазарская свита	
Верхний миоцен — нижний — средний (?) плиоцен		Казганчайская свита	Эсенбайская свита	Гузарская свита Тандырчинская свита	Заунгузская свита	
Нижний — средний миоцен		Карагауданская свита	Ислимская свита	?	Карагауданская свита	

взаимоотношение неогеновых и олигоценовых отложений еще не в полной мере выяснено. К среднему и верхнему олигоцену здесь обычно относится пачка пестроцветных глин, алевролитов и песчаников иногда с редкими прослоями ракушняка. Во многих местах установлено, что эта пачка с размывом лежит на нижнеолигоценых и даже эоценовых отложениях. Учитывая, что и в предгорьях Копет-Дага среднеолигоценные отложения литологически заметно отличаются от подстилающих, характеризуются более грубым и дифференцированным составом и пестроцветностью, можно считать средний олигоцен временем заметного усиления тектонических движений в пределах всего региона. В то же время возможно наличие местных размывов между средним и верхним олигоценом.

В среднем и верхнем олигоцене юго-востока ТССР, особенно в верхах пачки, часто встречаются прослои пород, характерные для вышележащей карагауданской свиты. Разрыв между олигоценом и карагауданской свитой здесь обычно не отмечается. Во всяком случае проведение границы между олигоценом и карагауданской свитой в пределах каракумской области аккумуляции очень затруднительно.

В юго-западной части региона ислимская свита, возрастной аналог карагауданской, с разрывом и иногда с небольшим угловым несогласием лежит на эоцене. Только в одном участке (ур. Ходжа-Гугурдак) под нею обнаружены пестроцветные, вероятно, средне-верхнеолигоценные отложения, кровля которых также размыта.

Наиболее логично считать, что формирование неогеновой молассовой толщи началось в раннем миоцене. Усиление тектонических движений, наметившееся в среднем олигоцене, постепенно развивалось и стало еще более отчетливым к началу накопления карагауданской свиты. Последняя в наиболее погруженных частях региона может быть связана постепенным переходом с верхним олигоценом, а ближе к горному обрамлению ложится с разрывом на олигоцен и эоцен, так же как и ислимская свита.

Одновозрастные карагауданская и ислимская свиты широко развиты в пределах Юго-Восточного Туркменистана в предкопетдагской, предпаропамизской и каракумской областях аккумуляции. Аналоги их в предгиссарской области не установлены. В каракумской области северная граница поля распространения карагауданской свиты намечается по линии Ербент — ст. Уч-Аджи — пос. Карабекаул. К западу (по Предкопетдагскому прогибу и предгорьям Копет-Дага) и к востоку (в основном по Североафганскому прогибу) рассматриваемые отложения протягиваются далеко за пределы региона. Их наибольшая известная мощность на юго-востоке ТССР составляет около 450 м (рис. 2).

Верхняя возрастная граница карагауданской свиты установлена в Центральном Копет-Даге путем сопоставления с морскими неогеновыми отложениями.

Здесь, в районе ст. Келята, над карагауданской свитой обнаружена пачка глин и мергелей с фауной конкского горизонта. Выше залегает фаунистически охарактеризованный нижний сармат. Уже в восточной части Центрального Копет-Дага прослои морских пород выпадают из разреза, но в верхах карагауданской свиты можно довольно четко проследить пачку, соответствующую конкскому горизонту, а конгломераты, залегающие над нею, достаточно уверенно сопоставляются с сарматом и относятся к казганчайской свите. Таким образом, развитые на западе морские среднемиоценовые отложения к востоку полностью замещаются красноцветами карагауданской свиты, возраст которой, следовательно, может быть принят как ранний-средний миоцен.

Отложения карагауданской свиты безошибочно опознаются геологами по наличию специфических „руководящих“ литологических типов пород. Так, для предкопетдагской области аккумуляции (в предгорьях Восточного Копет-Дага) характерны алевролиты песчаные, красновато-бурые, с мелкими темными пятнышками и осветленными зеленовато-серыми каемочками вокруг них („оспанные“ алевролиты). В каракумской области аккумуляции наиболее широко развиты алевролиты глинистые красновато- и коричнево-бурые с мелкими карбонатными стяжениями. Постепенный переход между обеими разновидностями свиты намечается в Предкопетдагском прогибе и в западной части предгорий Восточного Копет-Дага.

В западной части Восточного Копет-Дага (до ур. Ходжа-Булан) свита расчленена на четыре пачки. Первая пачка характеризуется наиболее однородным глинисто-алевролитовым составом. Вторая пачка обычно начинается гравелитами или конгломератами и, возможно, залегает с небольшим разрывом. В ней, помимо типичных глинистых алевролитов, встречаются песчаники, гравелиты и прослои конгломератов. Эти две пачки составляют основную мощность свиты. Третья пачка (15—25 м) представлена бурыми конгломератами, а четвертая (до 30 м), являющаяся аналогом конкского горизонта, — коричневатобурыми и оливковыми алевролитами с прослоями глин и конгломератов.

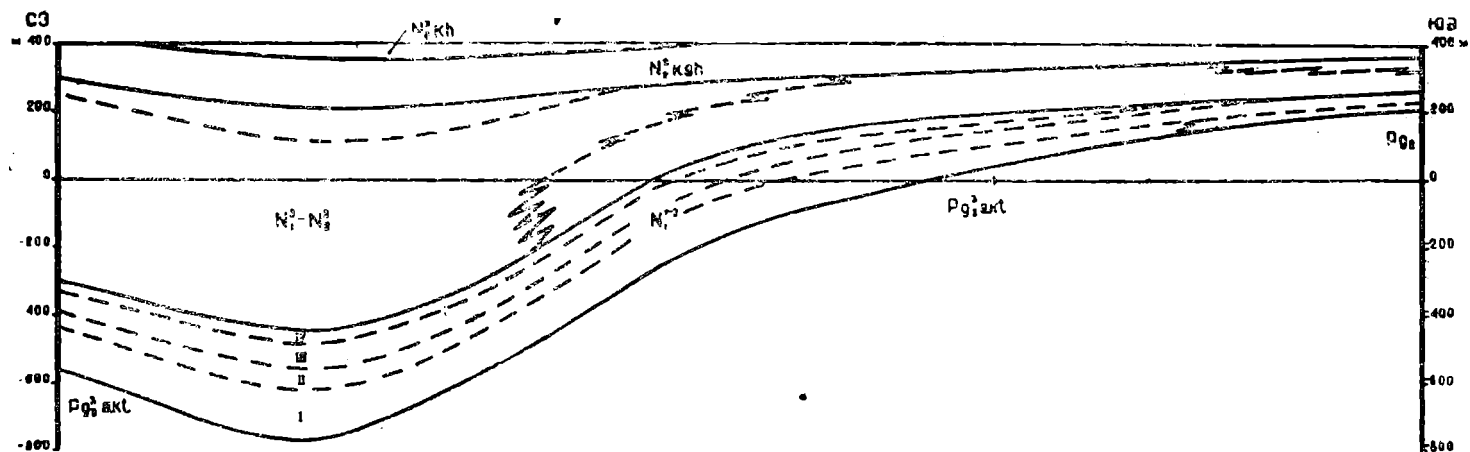


Рис. 2. Принципиальная схема строения неогенового комплекса в предкопетдагской области аккумуляции:
kh—каахкинская свита; ksh — кешинымбаирская свита; akt — актепинские слои; I, II, III, IV — пакчи в карагауданской свите.

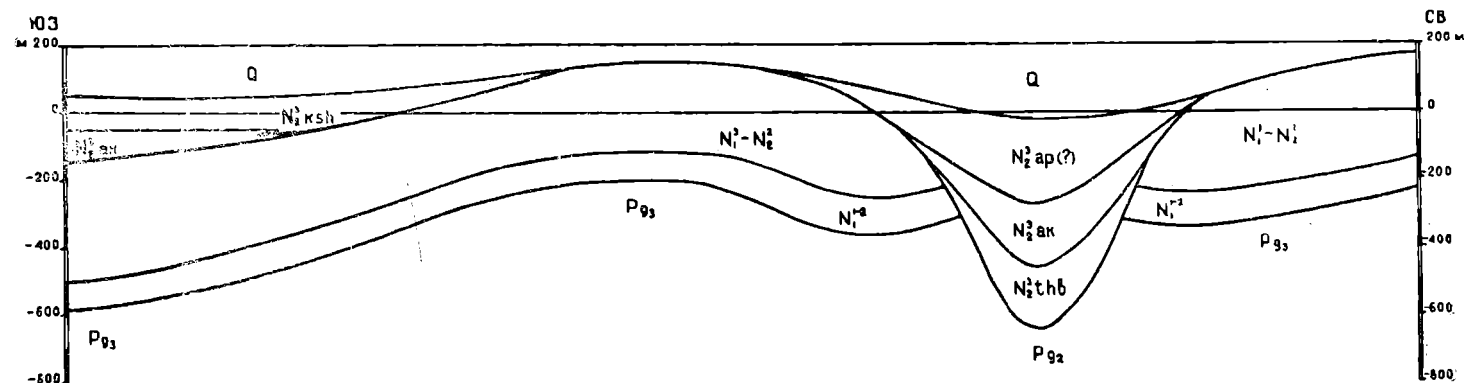


Рис. 3. Принципиальная схема строения неогенового комплекса в каракумской области аккумуляции:
ksh — кешинымбаирская свита; ак — морские отложения акчагыльского яруса; ар(?) — условные озерно-аллювиальные аналоги апшеронского яруса; thb — тахта-базарская свита.

В восточной части Восточного Копет-Дага третья и четвертая пачки срезаются казганчайской свитой. Первая пачка, по-видимому, также почти полностью выпадает из разреза. Карагауданская свита складывается „оспьяными“ песчанистыми алевролитами, в основном соответствующими второй пачке, и иногда в значительной мере замещается конгломератами. Мощность карагауданской свиты в Копет-Даге уменьшается в юго-восточном направлении от 430 м у пос. Калининского до 60 м в разрезе Меана.

Таким образом, в предкопетдагской области аккумуляции в ранне-среднемиоценовое время формировался аллювиально-пролювиальный шлейф невысоких слабо расчлененных гор. Западная часть современных предгорий располагалась несколько дальше от области сноса, чем восточная, и испытывала более заметное погружение.

На равнинной территории в каракумской области аккумуляции (рис. 3) карагауданская свита, представленная в основном характерными глинистыми красновато-бурыми алевролитами с мелкими карбонатными стяжениями, представляет собою отложения аллювиально-озерной равнины. Выделение пачек из-за слабой дифференцированности пород здесь пока не произведено. Возможно, что в некоторых местах каракумской области аккумуляции к карагауданской свите пока отнесены лишь аналоги первой и второй пачек, а аналоги третьей и четвертой пачек еще не отделены от вышележащей толщи. Мощность свиты на севере составляет обычно 50—100 м и у линии выклинивания (Ербент — Уч-Аджи — Карабекаул) доходит до нуля. В Предкопетдагском и Предкарабийском прогибах мощность достигает 300 и более метров. Важно отметить, что в пределах Серахской седловины, разделяющей прогибы, мощность свиты не превышает 100 м. Отсюда она растет по прогибам к западу (до 450 м в районе Ашхабада) и к востоку (до 350—400 м на правобережье Мургаба).

В предпаропамизской области аккумуляции накапливалась ислимская свита. Зона ее перехода в одновозрастную карагауданскую свиту намечается примерно по линии г. Серахс — пос. Сандыкачи. По литологии свита довольно близка к разновидности карагауданской свиты в предгорьях Восточного Копет-Дага, и их взаимоотношения можно достаточно отчетливо наблюдать по скважинам и обнажениям.

Среди отложений ислимской свиты выделяются два типа разрезов. Почти на всей территории свита представлена обычно толщей алевролитов песчанистых красновато-бурых, часто с карбонатными стяжениями, с редкими прослоями глин, песчаников и гравелитов. Часто встречаются характерные „оспьяные“ алевролиты. Иногда в разрезе появляются прослои и линзы, сильно обогащенные карбонатными стяжениями — локальные участки карбонатных кор, а также линзы из окатанных карбонатных стяжений. По всей толще наблюдается крупнолинзовидная слоистость, в песчаниках и крупнозернистых алевролитах местами развита четкая косая слоистость. В подошве свиты во многих участках обнаружен слой конгломератов.

Второй тип разреза ислимской свиты встречен только в южной части Мургаб—Кушкинского междуречья. Здесь в низах свиты широко развиты конгломераты и песчаники, а основная часть, кроме обычных „оспьяных“ алевролитов, содержит много алевролитов глинистых, коричневатобурых, напоминающих породы карагауданской свиты каракумской области.

Ислимская свита распространена в области субширотных поднятий и прогибов, соединяющих окончания складчатых сооружений (юго-западный угол региона). Здесь на фоне общего нарастания мощности от окончания Копет-Дага к востоку наблюдаются субширотные зоны изменения мощности. Максимальная мощность свиты отмечена на правобережье Мургаба (400 м); отсюда она постепенно убывает к горам, к югу до 200—100 м (в пределах ТССР) и к западу до 50—80 м.

Ислимская свита представляет собой предгорный шлейф существовавших в ранне-среднем миоцене невысоких гор (Североафганских, Паропамиза, восточных окончаний Биналуда и Копет-Дага). В пределах ТССР развита, по-видимому, преимущественно внешняя фаналевритовая зона шлейфа, более внутренние зоны располагались южнее и западнее.

Следующий осадочный комплекс по возрасту относится в общем к верхнему миоцену — среднему плиоцену. Его формирование шло по всей территории региона. Комплекс представлен континентальными отложениями, которые большей частью залегают на ниже-среднемиоценовых породах, а на севере и востоке региона — на палеогене. Максимальная мощность комплекса более 700 м.

В предкопетдагской области аккумуляции комплекс представлен казганчайской свитой, в предпаропамизской — эсенбайской свитой, в предгиссарской — тандырчинской и гузарской свитами и в каракумской — заунгузской свитой. Надо отметить, что в это время предгорные шлейфы получили большое развитие, выдвинулись своими краевыми частями далеко на равнинную территорию, оттеснив каракумскую область аккумуляции к северу. Усилились, очевидно, интенсивность тектонических движений и общий размах прогибания — все поле осадконакопления значительно расширилось к северу и востоку, осадочный материал стал более грубообломочным, заметно возросла скорость осадконакопления. Характерным признаком комплекса является пестрота литологического состава, что в большинстве случаев позволяет уверенно отделять его от ниже-среднемиоценового и верхнеплиоценового комплексов. По минералогическому составу рассматриваемые отложения заметно отличаются от подстилающего комплекса повышенным содержанием роговой обманки и уменьшенным содержанием магнетит-ильменита. Однако роговой обманки здесь все же заметно меньше, чем в верхнем плиоцене.

Предкопетдагская область аккумуляции от предгорий Копет-Дага в это время распространилась на север до северного борта Предкопетдагского прогиба и на северо-восток до правобережья р. Мургаб. Здесь накапливались отложения казганчайской свиты. Нижняя возрастная граница свиты достаточно надежно устанавливается в Центральном Копет-Даге, где нижняя ее часть замещается ниже- и среднесарматскими отложениями. Менее определена верхняя возрастная граница, так как морские акчагыльские отложения и на западе, и в пределах региона перекрывают ее с размывом и часто с угловым несогласием.

Предакчагыльский перерыв в пределах Туркменистана был почти повсеместным (за исключением Западно-Туркменской впадины) и, по-видимому, довольно длительным. За это время на равнинной территории сформировалась мощная карбонатная кора, имеющая очень широкое распространение, произошли значительные тектонические движения, заложились крупные глубоко врезные долины и другие формы рельефа. Поэтому, относя свиту к возрастному интервалу верхний миоцен — средний плиоцен, следует все же иметь в виду, что, может быть, формирование ее закончилось еще до среднего плиоцена.

В предгорьях Центрального Копет-Дага и в западной части предгорий Восточного Копет-Дага казганчайская свита довольно отчетливо делится на две части: нижнюю, конгломератово-алевролитовую, и верхнюю, преимущественно конгломератовую, между которыми обнаружен размыв. В нижней части свиты низы обычно более грубые, зачастую представлены пачкой конгломератов, выше которой следуют алевролиты бурые, несортированные, с прослоями конгломератов. К западу нижняя конгломератовая пачка замещается морскими отложениями нижнего и среднего сармата. Надо отметить, что и в Западном Копет-Даге верхи среднего сармата продолжают оставаться красноцветными.

Верхняя часть свиты обычно представлена толщей серых конгломератов с прослоями и пачками бурых и зеленовато-бурых алевролитов. Условно нижнюю часть свиты по возрасту можно относить к верхнему миоцену — нижнему плиоцену, а верхнюю — к нижнему — среднему плиоцену.

В восточной части предгорий Восточного Копет-Дага казганчайская свита обычно представлена лишь низами нижней пачки, на размытую поверхность которой ложатся верхнеплиоценовые отложения. Соответственно общая мощность свиты уменьшается к юго-востоку от 600 до 50—100 м.

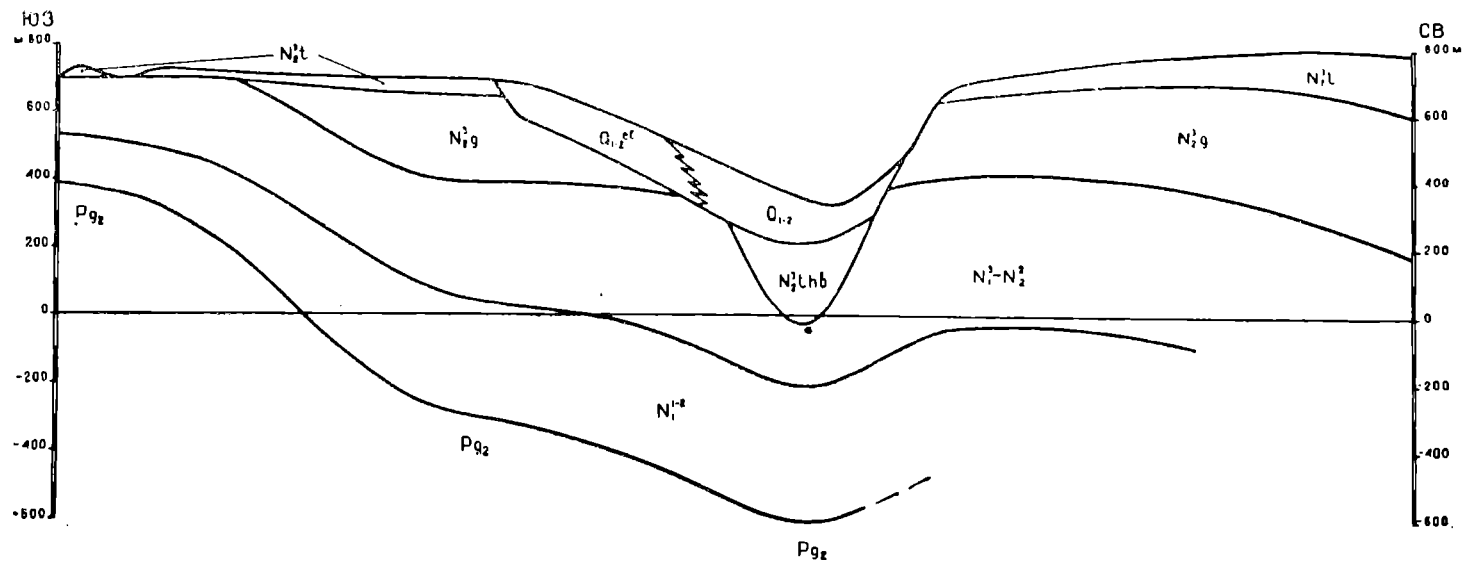


Рис. 4. Принципиальная схема строения неогенового комплекса в предпаропамизской области аккумуляции:
 сл — сланичская свита; t — тахтинская свита; g — гокчинская свита; thb — тахтабазарская свита.

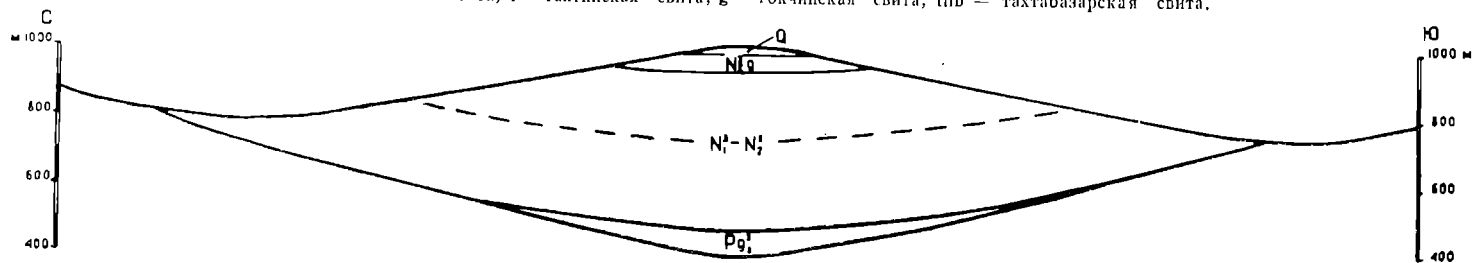


Рис. 5. Принципиальная схема строения неогенового комплекса в предиссарской области аккумуляции:
 g — аналоги гокчинской свиты.

В краевой части предгорного предкопетдагского шлейфа казганчайская свита не расчленена и характеризуется в общем пестрым составом. Ее слагают алевролиты бурые с прослоями песчаников буровато-серых, глин и брекчий из необкатанных глиняных обломков. Иногда присутствуют линзы и прослой гравелитов, в подошве свиты часто вскрываются маломощные конгломераты и гравелиты. Мощность свиты здесь достигает 500—750 м. На поверхности свиты в этом районе широко развита карбонатная кора мощностью от 1 до 3 м.

По сравнению с предыдущим этапом, в верхнем миоцене — среднем плиоцене предпаропамизская область аккумуляции значительно расширилась к северу. Здесь накапливались отложения эсенбайской свиты, возраст которой определяется ее положением между ислимской свитой и верхнеплиоценовым комплексом и по сопоставлению с одновозрастной казганчайской свитой. Обнаруженные в низах свиты зубы антилопы, по мнению В. И. Громовой, могут иметь возраст в интервале верхний миоцен — нижний плиоцен. Кроме того, в отложениях эсенбайской свиты найдены неопределенные ядра гастропод и остатки панциря черепахи.

В пределах региона распространена преимущественно внешняя фаналевритовая часть подгорного предпаропамизского шлейфа. Свита чаще всего представлена толщей слабо сортированных бурых и бледно-бурых алевролитов, местами с прослойками глин, песчаников и гравелитов. В южной части, ближе к области сноса, состав свиты становится более грубообломочным и литологически более разнородным.

На поверхности эсенбайской свиты широко развита карбонатная кора, которую можно почти непрерывно проследить к северу, в область развития казганчайской свиты, и к северо-востоку, в караумскую область аккумуляции, где распространена заунгузская свита.

Максимальная мощность свиты составляет около 500 м. По направлению к области сноса в пределах региона она убывает до 200—100 м.

На крайнем юго-востоке ТССР в предгиссарской области аккумуляции к верхнему миоцену — среднему плиоцену нами относятся выделенные М. Н. Граммом и другими узбекскими геологами тандырчинская и гузарская свиты. Эти свиты распространены на правобережье Аму-Дарьи узкой полосой вдоль отрогов Гиссара. На небольшом участке они прослежены и на левобережье Аму-Дарьи. К западу и северо-западу рассматриваемые толщи фациально замещаются заунгузской свитой караумской области аккумуляции (рис. 5).

Тандырчинская свита залегает с разрывом то на средне-верхнеолигоценовой пестроцветной кизылчинской свите, то на эоцене. Между тандырчинской и кизылчинской свитами, по данным узбекских геологов, местами выделяется довольно мощная толща, выклинивающаяся к юго-западу, в сторону ТССР. Последовательное литологическое сопоставление разрезов неогена на площади региона позволяет считать, что тандырчинская свита (особенно своей верхней однородной алевролитовой частью) достаточно отчетливо сопоставляется с нижней частью казганчайской свиты в Центральном Копет-Даге и, следовательно, охватывает верхний миоцен и нижний плиоцен, а возможно (учитывая нижнюю глинисто-алевролитовую часть), и часть среднего миоцена.

Залегаящая выше с разрывом гузарская свита весьма напоминает верхнюю часть казганчайской свиты в том же Центральном Копет-Даге и верхи эсенбайской свиты Мургаб-Кушкинского междуречья. Над гузарской свитой в ядре Дехканабадско-Мукринской синклинали располагаются с разрывом и конгломератами в основании лессовидные алевролиты, подобные типичным породам верхнеплиоценовой толщи предкопетдагской и предпаропамизской областей аккумуляции. Следовательно, по возрасту гузарская свита, по аналогии с верхней частью казганчайской свиты, относится к нижнему-среднему плиоцену.

В строении свит отмечаются следующие особенности. Тандырчинская свита местами начинается гравелитами, выше в нижней части представлена ритмично переслаивающимися красновато-бурыми алевролитами и коричневыми глинами с редкими прослоями песчаников, а в верхней — преимущественно алевролитами бурыми круп-

нозернистыми, местами с косо́й слоистостью. Гузарская свита состоит из чередования конгломератов, песчаников и бледно-бурых алевролитов. Для обеих свит характерны резкие изменения мощности, местами даже в пределах небольших площадей. С приближением к области сноса эти отложения резко грубеют и быстро уменьшаются в мощности. Максимальная известная мощность тандырчинской свиты отмечена в скв. 16 (к северу от г. Керки), где составляет 450 м. Для гузарской свиты в обнажениях наблюдались разрезы мощностью до 250 м. Комплекс отложений обеих свит сформировался в условиях предгорного шлейфа.

За пределами описанных предгорных шлейфов выделяется равнинная каракумская область аккумуляции, куда обломочный материал доставлялся, по-видимому, сравнительно крупными речными артериями. Наиболее крупная долина располагалась, вероятно, в пределах Келифской полосы. По ней выносился обломочный материал из районов Памира, Северного Афганистана, Гиссара и Алая. Кроме того, реки, очевидно, текли и с Тянь-Шаня, с востока. Каракумская аллювиальная равнина на юге охватывала всю Келифскую полосу и к северо-западу значительно расширялась, переходя на правобережье Аму-Дарьи и в район современных дельт Мургаба и Теджена.

Заунгузская свита, отлагавшаяся в каракумской области, является возрастным аналогом казганчайской и эсенбайской свит, с которыми она имеет фациальные переходы. Она лежит на карагауданской свите и перекрывается морскими отложениями акчагыльского яруса. Наиболее типичным для свиты является двучленное строение. Нижняя часть ее на северо-востоке района состоит из переслаивания коричневых мергелистых глин и алевролитов с редкими прослоями песчаников, а на западе она очень похожа на казганчайскую и эсенбайскую свиты. Весьма характерной является верхняя часть заунгузской свиты: в ней повсеместно развиты желтовато-серые и серые сильно слоистые мелкозернистые пески с катунами глин, с прослоями и пачками желтоватых и коричневатых глин и алевролитов. В глинах встречаются растительные остатки, часто видны кольца Лизеганга. На поверхности заунгузской свиты очень широко развита карбонатная кора. Мощность свиты меняется от 50 до 600 м, причем максимальные значения приурочены к районам Келифской полосы и Предкарабийского прогиба. Мощность нижней части достигает 160 м, а верхней — 480 м.

Распределение мощностей для верхнемиоценово-среднеплиоценового комплекса известно несколько лучше, чем для предыдущего, хотя все же еще далеко недостаточно. В это время четко выявляются Предкопетдагский и Предкарабийский прогибы, в которых мощность отложений достигает 750 и более метров, а также разделяющая их Серахская седловина. Значительно меньшими мощностями (400—500 м) характеризуется Предгиссарский прогиб, который, однако, заметно выделяется на фоне смежных областей. Повышенными мощностями отличается Келифская полоса, по крайней мере значительная ее часть.

После формирования отложений верхнего миоцена — среднего плиоцена наступил длительный перерыв в осадконакоплении. В это время (средний плиоцен — начало верхнего плиоцена) на поверхности неогеновых отложений происходило образование регионально развитой карбонатной коры. Весь регион испытал общее поднятие; хотя амплитуда восходящих движений в разных частях его была довольно различной. В ходе этих движений четко проявилось блоковое строение земной коры. Так, Келифская полоса, ограниченная крупными разломами на глубине, образовала отчетливое понижение общего северо-западного простирания. Герирудская меридиональная полоса, заключенная между Серахским и Мургабским разломами, была полого наклонена к востоку. Западный край блока между Мургабским и Учаджинским разломами был несколько вздернут, а весь блок также имел наклон в восточном направлении. Благодаря такому положению блоков четко обнаружился меридиональный Мургабский прогиб, протягивающийся параллельно Мургабскому разлому, к западу от него. По Чарджоускому разлому весь Юго-Восточный Туркменистан был приподнят над смежной областью Низменных Каракумов.

Наряду с движениями отдельных блоков продолжались движения субширотных тектонических элементов, развивались прогибы и поднятия на юге региона, отчетливо прогибались Предкопетдагский и Предкарабийский прогибы.

В это время (средний плиоцен — начало верхнего плиоцена) почти вся территория СССР была значительно приподнята, воды Каспия были стянуты в центральную часть Южно-Каспийской ванны. Сформировались крупные, сравнительно глубоко врезаемые речные долины, выносившие обломочный материал в Западно-Туркменскую впадину. В пределах региона обнаружены две такие долины. Одна долина проходит в осевой части Келифской полосы (линия Донгуз-Сырт—Репетек) и затем продолжается субширотной на запад по прогибу Низменных Каракумов (Репетек—Чешме—Ербент). Другая долина приурочена к меридиональному Мургабскому прогибу и в районе Мургабской дельты впадает в первую долину.

Общепринятым является мнение, что обе эти долины заложены в зонах разломов. Именно по зонам разломов здесь сформировались цепочки диапировых и криптодиапировых поднятий, которые были глубоко размыты. К началу позднего плиоцена ядра диапиров, сложенные верхнеюрской солью, в ряде мест по Келифской полосе вышли на поверхность. На криптодиапировых структурах размыв дошел местами до верхне- и даже нижнемеловых отложений. Возникли Репетекская и Байрамалийская зоны соляной тектоники.

Поскольку с этими же зонами долин связаны зоны наибольших мощностей верхнеплиоценово-четвертичных отложений, считается, что положительные движения по разломам позднее сменились отрицательными.

В позднем плиоцене началось общее погружение региона. Вначале были заполнены аллювием упомянутые долины. Затем стали вновь формироваться обширные предгорные шлейфы. В каракумской области аккумуляции образовалась обширная озерно-аллювиальная равнина, на которую с запада трансгрессировало акчагыльское море. Море проникало временами в северные части Мургабского и Келифского прогибов.

Верхнеплиоценовый комплекс отложений включает в себя довольно мощную (до 800 м) толщу преимущественно континентальных молассовых пород, которые лишь в северной части региона переслаиваются с морскими акчагыльскими образованиями. По литологическим особенностям, условиям осадконакопления и положению в разрезе среди отложений верхнего плиоцена выделяются тахтабазарская свита, морские отложения акчагыльского яруса, аналоги апшеронского яруса, кешининбаирская и каахкинская свиты, гокчинская и тахтинская свиты и нерасчлененные верхнеплиоценовые отложения.

Тахтабазарская свита впервые обнаружена бурением у ст. Тахта-Базар, а затем прослежена отсюда почти меридионально на север к району Мургабской дельты. На поверхности свита нигде не обнажается. Залегает она в Мургабском прогибе на глубоко размытых отложениях. Так, на юге она вложена в эсенбайские отложения, а в районе дельты залегает на палеогеновых и даже верхнемеловых породах. На севере над свитой с размывом лежат морские акчагыльские отложения, а южнее Иолотани — одновозрастная с морскими образованиями гокчинская свита. Аналоги тахтабазарской свиты, по-видимому, развиты местами и в Предкопетдагском прогибе. Вероятно, с этой же свитой можно сопоставлять континентальные отложения, залегающие у Ербента на размытых верхнемеловых отложениях и покрывающиеся морским акчагылом. Стратиграфическое положение в разрезе между верхнеплиоценово-среднеплиоценовыми отложениями с одной стороны, и морским акчагылом, с другой, определяет условно время образования тахтабазарской свиты как конец среднего плиоцена — нижний акчагыл. Будучи врезанной в эсенбайские и казганчайские отложения, тахтабазарская свита отличается не только своеобразными условиями залегания (в долинах и прогибах), но и литологической обособленностью. Цвет пород здесь обычно значительно бледнее, характерны бледно-бурые и желтовато-бледно-бурые алевролиты с осветленными голубовато-серыми пятнами, глины с растительными

остатками и теми же пятнами, прослой гравелитов и песчаников. Мощность тахтабазарской свиты нарастает с юга на север от 150 до 300 м, возможно, более метров. Литологические особенности и условия залегания свиты свидетельствуют об аллювиальном характере ее разреза.

Морские отложения акчагыльского яруса на территории региона обнаружены бурением последних лет в западной части каракумской области аккумуляции, к западу приблизительно от меридиана ст. Репетек и к северу от широты Иолотани. При этом трансгрессировавшее с запада акчагыльское море не сплошь покрывало указанную площадь. Так, в районе между дельтами рек Теджена и Мургаба, а также к востоку от меридиана Байрам-Али выявлены локальные участки, где в верхнем плиоцене был перерыв в осадконакоплении или местами формировались континентальные отложения. В районе дельты р. Мургаб и к северу от него морской акчагыл залегает ингрессивно, заходя в Мургабский прогиб и Келифское понижение.

Описываемый комплекс отложений содержит фауну, среди которой, кроме многочисленных остракод и фораминифер, определенных Т. Р. Розыевой и свидетельствующих, по ее мнению, об акчагыльском возрасте, обнаружены также пелециподы: *Cardium cf. dombra* Andrus., *C. abreci* Usp., *C. (Avicardium) cf. nikitini* Andrus., *Avimactra cf. subcaspia* Andrus. По мнению Г. И. Попова, указанная фауна характеризует среднеакчагыльский подъярус. Несомненно, что морской комплекс отложений верхнего плиоцена имеет акчагыльский возраст, но возможно, включает в себя лишь средний и верхний подъярусы акчагыла.

Отложения морского акчагыла легко опознаются в разрезах по голубовато-синевато- и зеленовато-серому и серовато-голубому цвету пород. Рассматриваемые отложения обычно представлены двумя пачками глинисто-алевролитовых пород морского генезиса, которые разделены пачкой континентальных отложений (алевролиты серовато-бурые, глины палевые и коричневатые). Обычно мощность морского акчагыла составляет 80—100 м, максимальные же значения приурочены к северной части Мургабского прогиба, где достигают 200 м. Комплекс остатков фауны указывает на то, что в пределах региона располагалась краевая часть акчагыльского моря, которое здесь было относительно мелководным и в значительной мере опреснялось водами рек. Наличие пачки континентальных отложений внутри морских свидетельствует о периодической смене морских и континентальных условий осадконакопления в акчагыльский век. На юг морские отложения акчагыла замещаются континентальными породами одновозрастных кешининбаирской и гокчинской свит.

После ухода акчагыльского моря в западной части каракумской области аккумуляции началось накопление аллювиально-озерных отложений, условно относимых к апшеронскому ярусу. Мощность их составляет 90—250 м, достигая максимума в северной части Мургабского прогиба. Здесь отлагались глины и алевролиты пепельно- и реже палево-серые, иногда с прослоями песчаников с катунными глин. Граница с четвертичными отложениями не везде прослеживается достаточно четко, хотя последние являются уже преимущественно аллювиальными и дельтовыми отложениями Мургаба и Теджена, отличаются желтовато- и буровато-палевым цветом и худшей сортированностью материала. Общая мощность апшерон-четвертичного комплекса составляет 200—500 м.

В Келифской полосе нерасчлененные верхнеплиоценовые озерно-аллювиальные отложения вначале заполнили существовавшую здесь глубокую долину, а затем распространились по всему прогибу. Описываемая толща, как правило, состоит из песков светло- и желтовато-серых, слюдистых с катунными глин, с прослоями глин светло-коричневых, лиловато- и пепельно-серых, палевых. Мощность толщи достигает 300—500 м. Выше залегает сходная по облику пород каракумская свита (Q₁₋₂) мощностью, по-видимому, до 150 м. Как и верхнеплиоценовые отложения, эта свита представляет собою отложения пра-Аму-Дарьи. Позднее в Келифской полосе продолжала существовать долина Аму-Дарьи; здесь же располагалась дельта североафганских рек (Обручевская степь).

В Предкопетдагской области аккумуляции в течение верхнего плиоцена формировались отложения предгорного шлейфа, представленные кешининбаирской и каахкинской свитами и их нерасчлененными аналогами. В зоне современных предгорий кешининбаирская свита залегает с размывом и угловым несогласием на казанчайской и реже на карагауданской свитах. Для нее типичны углы падения в $10-20^\circ$, тогда как более древние породы имеют углы около $40-80^\circ$. Для свиты характерным „руководящим“ типом пород являются алевролиты лессовидные, буровато-палевые, зачастую с расплывчатыми темными пятнышками. В предгорьях свита начинается сравнительно рыхлыми, серыми, часто загипсованными конгломератами, а в основном состоит из характерных алевролитов с прослоями конгломератов. Мощность ее убывает с запада на восток от 250 до 30—60 м.

Каахкинская свита в предгорьях Восточного Копет-Дага имеет локальное распространение (южнее ст. Каахка). Она залегает с угловым несогласием (почти горизонтально) на кешининбаирской свите и часто переходит и на более древние породы. В подошве свиты часто развит галечник. Сама свита представлена алевролитами серовато-палевыми и палевыми с лессовидно-землистым обликом, с линзами галечников и гравия. Видимая мощность свиты достигает 100 м.

Кешининбаирская свита севернее предгорий переслаивается с морскими акчагыльскими отложениями, что позволяет установить ее возраст. Литологические аналоги каахкинской свиты, занимающие такое же положение в разрезе, широко развиты в предпаропамизской области аккумуляции (тахтинская свита) и в Западном Копет-Даге, где они относятся к континентальным аналогам апшерона.

В Предкопетдагском прогибе, куда распространялся предгорный шлейф, верхний плиоцен вскрыт бурением, но на свиты не расчленен. Здесь развиты алевролиты лессовидные, серовато- и буровато-палевые, с редкими прослоями глин коричневых и зеленовато-коричневых. Нижняя часть толщи (аналоги кешининбаирской свиты) у границы с каракумской областью переслаивается с морскими акчагыльскими отложениями. Мощность толщи убывает вдоль оси прогиба с запада на восток от 300 до 100 м. Четвертичные отложения в восточной части прогиба имеют мощность до 150 м.

Верхнеплиоценовые отложения в предпаропамизской области аккумуляции представлены гокчинской и тахтинской свитами. На обширной территории Юго-Восточных Каракумов рассматриваемые отложения вскрываются бурением и в отвалах строящихся глубоких (до 290 м) колодцев.

Гокчинская свита по обнажениям и скважинам непосредственно прослеживается в Восточном Копет-Даге, где очень четко сопоставляется литологически и по условиям залегания с кешининбаирской свитой. И действительно, гокчинская свита с размывом и угловым несогласием залегает на тахтабазарской, эсенбайской и ислимской свитах, перекрывается с размывом и угловым несогласием горизонтально залегающей тахтинской свитой, характеризуется теми же „руководящими“ породами (алевролитами), которые свойственны кешининбаирской свите. В нижней части гокчинской свиты в ряде мест известны маломощные аллювиальные отложения (конгломераты, песчаники и глины), но чаще всего основная часть свиты представлена однородной толщей типичных для нее лессовидных алевролитов, нередко образующих высокие обрывы в обнажениях. Мощность свиты испытывает значительные колебания (50—350 м), что объясняется не только структурными взаимоотношениями, но и последующим размывом верхнеплиоценовых отложений. Максимальные мощности приурочены к Предкарабильскому прогибу. К началу накопления гокчинской свиты речная сеть, существовавшая в тахтабазарское время, по-видимому, отмерла, и на всей территории стала формироваться мощная толща отложений предгорного шлейфа.

После отложения гокчинской свиты наступил небольшой перерыв в осадконакоплении, во время которого на ее поверхности местами (Бадхыз) формировалась карбонатная кора выветривания. Затем поверхность гокчинской свиты была сильно размыта, и началось накопление тахтинской свиты, которая литологически аналогична

каахкинской свите и условно относится к континентальным аналогам апшеронского яруса. Тахтинская свита местами залегает на довольно расчлененном рельефе и почти повсеместно имеет однообразное строение. Она состоит из переслаивания алевроитов крупнозернистых, палево-светло-серых. Алевроиты преобладают в нижней части. В этой свите впервые появляются раковинки гастропод (наземного слизняка) *Parmacella praelevanderi* Когобк., обитавших во влажных участках суши и питавшихся наземной растительностью. Мощность тахтинской свиты обычно колеблется от 50 до 150 м, однако на некоторых участках увеличивается до 300—350 м (Предкопетдагский прогиб и прогибы среди поднятий на юге).

Предпаропамизский шлейф в верхнем плиocene распространялся далеко на север, почти до зоны Чарджоуского разлома, охватывая всю территорию между зонами Серахского и Учаджинского разломов. Здесь обнаружены, среди общего поля пролювиальных отложений, сухие дельты сравнительно крупных потоков. В частности, обширная дельта охватывала, по-видимому, зону Предкарабильского прогиба (восточнее р. Мургаб).

После отложения тахтинской свиты южная часть предпаропамизской области стала предгорной возвышенностью, а в северной части накапливалась песчаная елчицкая свита (100—200 м), относимая разными авторами то к верхам неогена, то к низам четвертичного периода. В это время еще продолжает развиваться Предкарабильский прогиб. После формирования елчицкой свиты вся территория между Серахским и Учаджинским разломами была приподнята, осадконакопление продолжалось в основном лишь западнее и восточнее ее, а также севернее, за Чарджоуским разломом в Низменных Каракумах. Наличие Мургабского разлома обусловило деление описываемой приподнятой территории на два блока, причем на фоне их общего наклона к востоку западный край восточного блока несколько вздернут по разлому.

Предгиссарский предгорный шлейф был, по-видимому, очень слабо развит. Лишь на отдельных участках, в ядрах синклиналей, нам удалось обнаружить здесь остатки отложений гокчинской свиты. Последняя здесь залегает на гузарской свите и представлена внизу галечниками, а выше лессовидными буровато-палевыми алевролитами с темными пятнышками. Мощность этих отложений не превышает 50 м. К гокчинской свите они отнесены на основании четкого литологического сходства и аналогичного положения в разрезе.

Таким образом, формирование неоген-четвертичного комплекса региона происходило в условиях последовательного воздымания горного обрамления на фоне развития субширотных тектонических элементов и движения блоков земной коры, разделенных разломами на глубине. К концу этапа вся юго-западная часть региона (область субширотных поднятий и прогибов) оказалась наиболее поднятой и превратилась в предгорные возвышенности. Значительная часть территории региона стала предгорной наклонной равниной, поднявшейся над уровнем аккумуляции (правобережье Аму-Дарьи и область между Серахским и Учаджинским разломами). Прекратилось развитие Предкарабильского прогиба. Осадконакопление в конце этапа продолжалось лишь в опускающейся Келифской полосе, в Предкопетдагском прогибе и в Низменных Каракумах.

L. N. SMIRNOV,
M. S. IBRAGIMOV

THE NEOGENE OF THE SOUTH-EASTERN TURKMENISTAN

Abstract

South-Eastern Turkmenistan is confined to the area of piedmont sloping plain and foothills encircled by mountains at the South-West, South-East and North-East. Only in its North-West it is gradually passing into the Low Karakum.

The surface cover of nearly the entire territory reveals to be a thick feebly disturbed Neogene (thick of about 1500—1800 m) and Quaternary (reaching 200 m in thickness) series composed essentially of molassic continental sediments and forming together a single structural level.

Tectonic movements effectuated during the Neogene-Quaternary time did shaped the present regional geological pattern, which appears to be in general agreement with that for Neogene and even for older complexes.

Three main structural (tectonic) regions may be defined: the folded mountains region; the foredeeps and depressions system; the epihercynian platform. Moreover narrow linear structural zones (lineaments) are distinguished, which are associated with regional faults originated at great depth. These lineaments are not confined to any definite area, but divide the territory into separate blocks and strips.

A rather complicated tectonic setting and pattern of the territory discussed led to the local heterogeneity of the Neogene-Quaternary series, making its different parts to vary in structure as well, as in origin. This allows to identify four regions of molassic accumulation. Thus, in front of folded mountains the Subkopetdag, Subparopamiz and Subghissar alluvial-proluvial piedmont trains have been formed, where contained detrital products regularly reveal to turn progressively coarse-grained on approaching the distribution source. The marginal parts of these piedmont trains composed of fine-grained (silty) material extended into the vast Karakum area of plain type, predominantly lacustrine-alluvial sedimentation, confined to the South flank of the epihercynian platform.

Occasionally, the shallow sea gulfs extending from the West along the Low Karakum penetrated as far as this area.

Following the present-day stratigraphic classification the Neogene of South-East Turkmenistan is divided into three complexes, which are namely: the Lower-Middle Miocene, the Upper Miocene-Middle Pliocene and the Upper Pliocene ones.

Two formations related through intertransitions have been recognized among the Lower-Middle Miocene strata as being of the same age, however lithologically different. There are: the Karagaudan formation quarried in the Subkopetdag and Karakum sedimentary areas, and the Islam one developed within the Subparopamiz region. The following lithologically different formations may be, as well, referred to the Upper Miocene-Middle Pliocene complex: the Kazganchai formation—within the Subkopetdag and the adjacent part of the Karakum sedimentary area, the Essenbai formation in the Subparopamiz accumulation area, the Zaunguz formation in the Karakum area and the Tandyrcha and Guzar formations in the Subghissar area. In the course of Upper Pliocene time the following formations were brought into being: the Keshinynbaur and Khaakha ones in the Subkopetdag accumulation area, the Takhta-Bazaar formation, the Middle and Upper Akchaghyl marine deposits, alluvial-lacustrine deposits of the Apsheron (?) stage and undifferentiated Upper Pliocene sediments in the Karakum area, the Takhta-Bazaar, Gokcha and Takhta formations within the Paropamiz area. In the Subghissar sedimentary area deposits similar to those of the Gokcha formation were accumulating.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров В. В. К геологической истории предгорий Паропамиза и Юго-Восточных Каракумов. Изв. Гос. географ. об-ва, т. 66, вып. 3, 1934.
- Амурский Г. И., Мильштейн Д. М. и Смирнов Л. Н. Современная структура и основные черты тектонического развития Юго-Восточного Туркменистана. Изд. АН СССР, 1961.
- Грамм М. Н. Схема стратиграфии неогеновых континентальных отложений Средней Азии. Тезисы докладов к совещанию по унификации стратиграфической схемы Средней Азии. Госгеолтехиздат, 1958.
- Дубровкин В. Л. К вопросу о генезисе песков песчаной пустыни в Юго-Восточных Каракумах. ДАН СССР, нов. сер., т. 45, 12, 1949.
- Обручев В. А. К вопросу о происхождении лёсса (в защиту эоловой гипотезы). Изв. Томского технического ин-та, т. 13, № 1, 1909.
- Обручев В. А. Избранные труды по географии Азии, т. 1. Географиздат, 1951.
- Смирнов Л. Н. Вопросы стратиграфии и структурного плана неогеновых отложений Юго-Восточной Туркмении. Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразведочных работ в западных районах Средней Азии. Гостоптехиздат, 1960.
- Смирнов Л. Н. Основные закономерности строения Мургабской впадины и их отражение в неогеновом покрове. Тр. Ин-та геологии АН СССР, т. 4, Изд. АН СССР, 1962.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ТУРКМЕНИСТАНА

Вопросы стратиграфии

Четвертичные отложения территории ТССР представлены различными генетическими типами, что обуславливает весьма неодинаковую разработанность их стратиграфии.

Палеонтологические остатки содержат только морские отложения, распространенные в пределах Западного Туркменистана. Стратификация четвертичных континентальных отложений Туркменистана основывается главным образом на соотношении континентальных отложений с морскими осадками Каспия. Такие соотношения отражают взаимосвязь между климатическими колебаниями в четвертичном периоде, вызывавшими чередование ледниковых и межледниковых эпох в пределах горных сооружений Средней Азии, морскими трансгрессиями и регрессиями Каспийского бассейна, усилением и ослаблением процессов аккумуляции континентальных осадков в горных и равнинных территориях Туркменистана.

За основу стратиграфии четвертичных отложений всей территории ТССР было принято деление на четыре яруса морских четвертичных отложений Западного Туркменистана. Эти подразделения нами, в свою очередь, делятся на горизонты, являющиеся уже единицами региональной стратиграфической шкалы.

За нижнюю границу четвертичной системы принята подошва морских бакинских отложений и их континентальных аналогов.

В морских четвертичных отложениях Западного Туркменистана выделены бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский ярусы. Континентальные четвертичные отложения, распространенные на значительной части территории Туркменистана, так же как морские отложения, расчленены до ярусов.

С удалением от области распространения морских четвертичных отложений увеличивается степень условности возрастного сопоставления.

Анализ разрезов обнажений и скважин позволяет с большей определенностью утверждать, что в конце неогена на площади Западного Туркменистана (в Прибалханском районе) накопились пески, галечники и конгломераты, мощностью до 130 м, отнесенные к тюркянскому горизонту. В более южных и юго-восточных районах формировалась толща переслаивания глин и песков мощностью 200—300 м, образованных, вероятно, в пресноводных водоемах. В пределах Низменных Каракумов происходила аккумуляция супесчано-суглинистой толщи мощностью 50—90 м, зале-

гающей между акчагыльскими и каракумскими отложениями. Эти отложения сопоставляются с верхней частью кешининбаирской свиты предгорий Копет-Дага.

На востоке в это время происходит формирование долинных отложений пра-Аму-Дарьи („саятские галечники“), а также накопление аллювиально-пролювиальных отложений тахтинской свиты.

Отложения раннечетвертичного возраста в пределах Западного Туркменистана представлены осадками бакинского моря мощностью до 800 м. Они могут быть подразделены на нижнебакинские—преимущественно глинистые осадки с фауной *Didacna parvula* Nal. и др.—и верхнебакинские песчанистые осадки с фауной *Didacna rudis* Nal. и др.

В это время в пределах Низменных Каракумов пра-Аму-Дарья не достигала западной части низменности, а заканчивалась в заливе моря, немного западнее меридиана Ашхабада.

Такое заключение подтверждено новым фактическим материалом—результатами изучения керна ряда скважин по профилям Кизыл-Арват—Узбой и Ашхабад—Серный завод. По профилю Кизыл-Арват—Узбой мощность бакинских отложений превышает 400 м. Здесь, а также в низах четвертичной толщи по профилю Ашхабад—Серный завод Н. Е. Степанайтис установлено наличие бакинской микрофауны. По профилю Кизыл-Арват—Узбой бакинские отложения представлены плотными глинами и песчаниками довольно сильно загипсованными, тогда как по профилю Ашхабад—Серный завод породы рыхлые с большим содержанием песков. Отложения верхней части мощностью 150—200 м содержат только переотложенную микрофауну и представлены на большей части профиля почти чистыми песками. Аналогичные отложения прослежены по всей площади Низменных Каракумов. Возраст этой части четвертичных отложений Низменных Каракумов устанавливается как послебакинский. К востоку в Низменных Каракумах бакинские морские отложения замещаются аллювиально-дельтовыми (нижняя часть каракумской свиты).

К нижнечетвертичным отложениям отнесены также пролювиальные образования, распространенные в пределах передовых возвышенностей и отдельных поверхностей выравнивания гор Копет-Дага, Большого и Малого Балханов и др. Мощность пролювия не превышает 40 м.

В районе дельты и долин рек Мургаб и Теджен континентальными аналогами бакинских отложений являются нижние подсвиты древнетедженского и древнемургабского аллювия, представленные главным образом песчаными разностями.

В Карашоре и Кумсебшене, где в это время существует озерный бассейн, происходит накопление озерных осадков, слагающих кумсебшенскую террасу. На незначительной площади дельты Аму-Дарьи накопилась нижняя половина лавакских озерных отложений.

Морские среднечетвертичные (хазарские) отложения распространены в Западно-Туркменской низменности и в Прикарабогазье. К основанию хазарских отложений отнесен урунджикский горизонт, который по возрасту занимает промежуточное положение между бакинским и хазарским ярусами. Отложения хазарского яруса представлены переслаиванием морских и аллювиальных осадков (известняки, пески и глины) и к востоку замещаются аллювием верхней части каракумской свиты, сложенной песками с глиняной галькой.

К континентальным аналогам хазарских отложений относятся также пролювиальные отложения предгорных возвышенностей, аллювий наиболее высокой террасы рек, стекающих на предгорную равнину Копет-Дага. В пределах востока и юго-востока Туркменистана в среднечетвертичное время происходит аккумуляция верхней подсвиты древнетедженского и древнемургабского аллювия, аллювиально-дельтовых отложений едчиклекской свиты и древнедельтовых отложений р. пра-Зеравшан.

В западной половине Северного Туркменистана в это время происходит накопление элювиально-дельтовых, аллювиально-пролювиальных и пролювиальных отложений весьма ограниченной мощности. Формирование вышеуказанных генетических комплексов продолжается и в настоящее время. В центральной (Карашор) и в вос-

точной (дельтовая равнина) частях Северного Туркменистана происходит аккумуляция озерно-лагунных и озерных песчано-глинистых отложений мощностью до 50 м. Значительная территория Северного Туркменистана подвергалась ветровой эрозии, что обусловило широкое развитие здесь эоловых отложений.

Верхнечетвертичная эпоха характеризуется максимальной (за четвертичный период) хвалынской трансгрессией Каспийского моря. Морская вода проникала двумя языками (северным и южным) далеко на восток. Северный залив разветвлялся на Узбойский и Кемаль-Узбойский рукава, южный, сужаясь в районе Кизыл-Арвата, проникал вдоль подножий Копет-Дага до ст. Баши. Хвалынские отложения представлены песками и по фауне делятся на нижнехвалынские и верхнехвалынские. Мощность морских осадков не превышает 30 м и только на крайнем юге Западно-Туркменской низменности достигает 130 м.

К началу верхнечетвертичного времени произошел распад системы рек пра-Аму-Дарьи. Последняя повернула на север и выносила и откладывала свои осадки в пределах северной половины Туркменистана.

К континентальным аналогам хвалынских морских отложений относится аллювий средних террас горных рек и временных потоков, супесчано-суглинистый пролювий предгорной зоны Копет-Дага, древнедельтовые песчано-глинистые отложения рек Теджен и Мургаб и Обручевская свита в Юго-Восточном Туркменистане и, наконец, лагунно-озерные, аллювиально-озерные, озерные, дельтовые (шахмуратская дельта) отложения района Карашора, Сарыкамыш и дельтовой равнины Аму-Дарьи.

В современный этап четвертичной истории формировались морские новокаспийские отложения, которые распространены только по побережью Каспийского моря и представлены песками, суглинками и глинами. Общая мощность не превышает 10 м.

Синхронными по возрасту с новокаспийскими отложениями являются аллювиальные осадки Узбоя, аллювий нижних террас, пойм и русел рек, стекающих на предгорную равнину Копет-Дага. В пределах Юго-Восточного Туркменистана к современным относятся наиболее молодые аллювиальные и дельтовые отложения рек Теджен (инклябская и тедженская дельты), Мургаб (байрамалийская и марыйская дельты) и Балх (келифская дельта).

В районе Сарыкамышской впадины, Верхнеузбойского коридора и дельтовой равнины Северного Туркменистана к современным четвертичным отложениям относятся озерные, аллювиальные, дельтовые (декчинская и дарьялыкская дельты) осадки. Озерные отложения Сарыкамыш делятся на четыре горизонта, из которых последний сформировался в историческое время. Мощность современных осадков крайнего северо-востока СССР не превышает 25 м.

Современному этапу развития равнинной территории республики свойственно наибольшее эоловое накопление. Последнее особенно характерно для территории Каракумов.

История геологического развития низменных районов Туркменистана в четвертичный период

Области крупных опусканий территории Туркменистана (Западно-Туркменская низменность, Низменные Каракумы и восточная часть Юго-Восточных Каракумов) характеризуются накоплением мощной толщи четвертичных осадков.

В Западно-Туркменской низменности на отдельных участках мощность четвертичных отложений превышает 1300 м. В Низменных Каракумах она достигает 400 м.

Западно-Туркменская низменность. Эта территория характеризуется главным образом широким развитием морских четвертичных отложений.

Юго-Западный Туркменистан на границе апшеронского и бакинского веков претерпевал интенсивные тектонические подвижки, выразившиеся в горной части поднятием, а в низменностях — опусканием. В это время у подножий горных сооружений

Heaven | 4

[illegible]

ные от нас отложатся рек сум рек рек
сения с пия рек Те-бар, Чандыр кающих на ны пред- вые отло-вин (Сарык-Гум-ной доли-чевской
уваия баян А. Баян ны. Доев-свиты.

ро
ло
кс
пи
е
ль

ия
ия
ит

на- Пор	ые отло- женна							ади
------------	-------------------	--	--	--	--	--	--	-----

юви-
ю-
юви
ые
же-
елчи
кой
ы,

ови-
ые
же-
по-
ен-
до-

инск

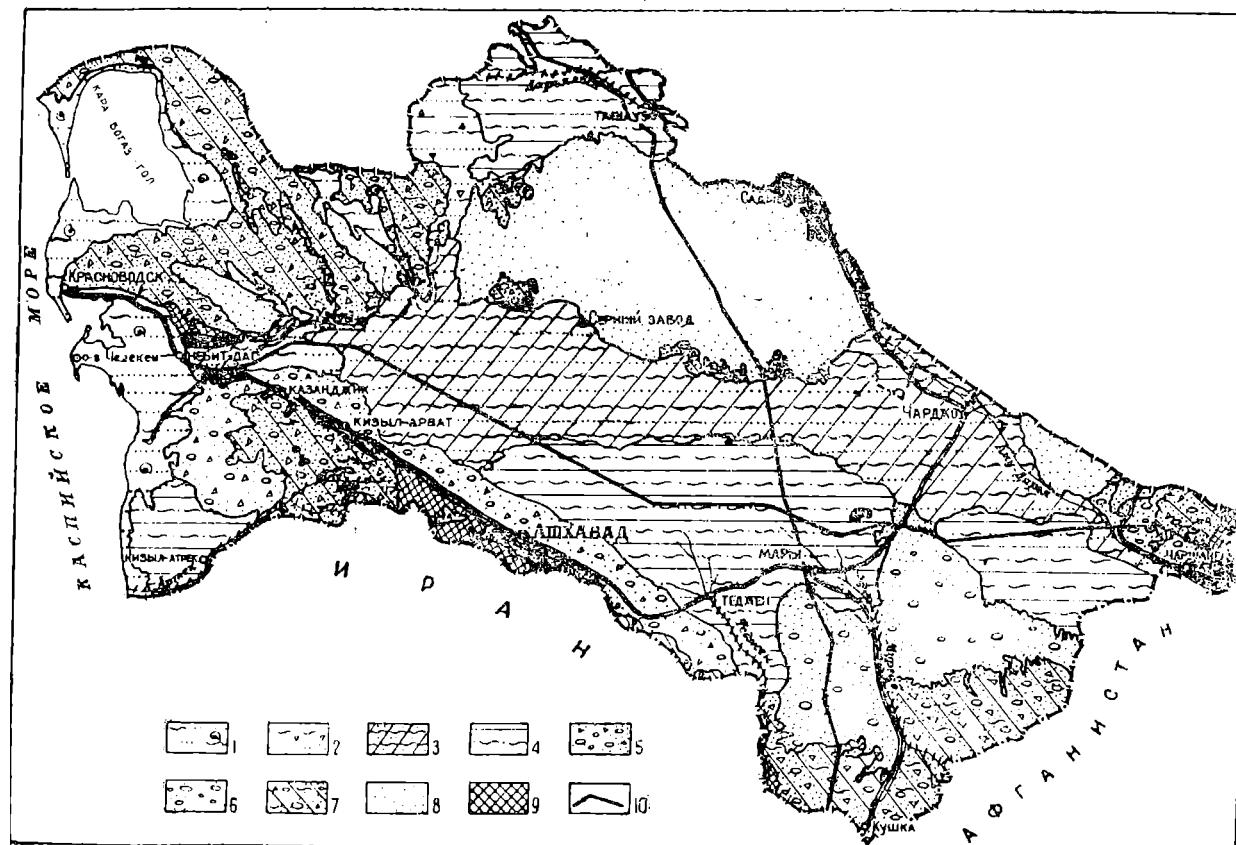


Рис. 1. Карта генетических типов четвертичных отложений Туркменистана:

1—морские четвертичные отложения; 2—озерные четвертичные отложения; 3—аллювиальные четвертичные отложения; 4—дельтовые четвертичные отложения; 5—пролювиальные четвертичные отложения; 6—аллювиально-пролювиальные четвертичные отложения; 7—элювиальные, делювиальные, коллювиальные и другие генетические типы маломощных четвертичных отложений; 8—эоловые четвертичные отложения, залегающие на дочетвертичном субстрате; 9—дочетвертичные отложения; 10—направления региональных профилей.

Большой и Малый Балханы, хребет Кюрен-Даг) и в большей части Прибалханской (депрессии происходит аккумуляция грубообломочного материала (отложения тюркянской свиты), сносимого с вышеуказанных гор временными водными потоками.

Начиная с бакинского века формирование морских четвертичных отложений происходило в основном в условиях постепенного прогибания Западно-Туркменской низменности, что и обусловило большие мощности четвертичных отложений, превышающие местами 1000—1300 м.

На общем фоне погружения существовали отдельные локальные поднятия, где мощность морских четвертичных отложений сравнительно небольшая, 100—150 м и меньше. Площадь локальных поднятий, возвышавшихся над уровнем моря в конце апшеронского века, начиная с раннебакинского времени постепенно суживается, морской бассейн близко подходит к горным сооружениям, распространяясь по долинам западных отрогов Копет-Дага, образуя рукавообразные заливы. Малый Балхан был со всех сторон окружен бакинским морем, и воды, прорываясь через Балханский и Данатинский коридоры, распространялись далеко за пределы Прикаспия в западную часть Низменных Каракумов.

Отложения нижнебакинского подъяруса представлены глинами, песками, песчаниками, слабо сцементированными гравийно-галечным материалом, с редкими подчиненными прослоями известковых пород с соответствующей морской фауной.

С удалением от горных сооружений происходит закономерное изменение гранулометрического состава в сторону уменьшения зернистости. Грубообломочные породы встречаются только на периферии существовавшего в то время водного бассейна.

Наибольшие мощности описываемых отложений в основном приурочены к центральным частям Западно-Туркменской низменности, где они достигают 500—600 м.

Основным источником сноса терригенного материала для нижнебакинских отложений, развитых в пределах Западно-Туркменской низменности, служили уже сформировавшиеся горные сооружения: Западный Копет-Даг, Малый и Большой Балханы, Кюрен-Даг и местные мелкие локальные поднятия. Осадки, приносимые водами пра-Аму-Дарьи, вероятно, откладывались восточнее — на территории западной части Низменных Каракумов.

Климат бакинского века был континентальным. По определению Л. Г. Амурской, бакинские отложения в районе Карадашли содержат споро-пыльцевые спектры „степного типа“, среди которых доминирующую роль играет пыльца ксерофитов.

Нижнебакинская трансгрессия Каспия, захватившая обширную территорию Западного Туркменистана, в конце первой половины бакинского века сменяется сокращением водного бассейна; регрессия вызвана, по-видимому, тектоническими движениями. На основании имеющихся данных можно предполагать, что уровень водной поверхности в это время был ниже современного.

В начале второй половины бакинского века регрессия моря опять сменяется новой трансгрессией, по размеру не уступающей нижнебакинской.

Верхнебакинские отложения представлены песчанистыми осадками с подчиненными прослоями глин и характерной морской фауной *Didacna rudis* N a l., *D. carditoides* Andrus. и др.

Отложения верхнебакинского подъяруса с незначительным размывом перекрывают нижнебакинские отложения, а местами, в результате предверхнебакинского размыва, залегают непосредственно на апшеронских отложениях (Мадау). Мощность их колеблется в пределах 100—160 м.

Бакинские отложения перекрывают апшеронские отложения с угловым несогласием, достигающим 8—9°. На крыльях Монжуклинской, Кумдагской, Боядагской и других структур они перекрывают апшеронские отложения с угловым несогласием до 8—9°, что свидетельствует об активном росте структур.

В результате регрессии морского бассейна в конце бакинского и начале хазарского веков часть территории Западного Туркменистана освобождается из-под уровня

морского бассейна, что в свою очередь вызвало смену существовавших аккумулятивных процессов интенсивной эрозией. Примером этого служат районы Порсу и Миасер, где морские хазарские отложения налегают с размывом на самые нижние слон бакинских отложений.

По данным П. В. Федорова (1959), регрессия морского бассейна была кратковременной.

С начала хазарского века описываемая область стала затапливаться водами Каспия. Морские воды, проникая через Балханский и Данатинский коридоры, образовали полуизолированные заливы во впадинах Жарашор, Кумсебшен и в крайних западных частях территории Низменных Каракумов (Федоров, 1957).

Трансгрессия в раннехазарское время была очень кратковременной, и после отступления моря в восточных участках Прибалханского района господствовал континентальный режим. Глубоководный морской бассейн в западных и юго-западных районах области остался без особых изменений.

Соответственно режиму морского бассейна нижнехазарские отложения в северных и северо-восточных частях области представлены преимущественно песками с включениями хорошо окатанных галек и с тонкостворчатой фауной моллюсков *Didacna eulachia* Fed., а в западных и юго-западных частях — глинами с типично морской фауной моллюсков *Didacna pravoslavlevi* Fed.

Регрессия морского бассейна, начавшаяся в конце раннехазарского времени, продолжалась и во второй половине хазарского века. Море постепенно отступало далеко на запад и водные потоки пра-Аму-Дарьи, прорываясь через Балханский и Данатинский коридоры, откладывали осадки в Прибалханском районе, а у подножий горных сооружений происходила аккумуляция грубообломочного материала. Вторая половина хазарского века характеризуется наибольшим сокращением размеров морского бассейна.

В крайних южных и юго-восточных районах области происходила аккумуляция древнедельтовых отложений р. Атрек, большая часть которых в настоящее время перекрыта более молодыми образованиями.

Господствующие континентальные условия с сухим и жарким климатом в конце века в большей части Западного Туркменистана, вероятно, обусловили формирование дохвалынских эоловых песчаных массивов за счет перевеивания отложений пра-Атрека, пра-Аму-Дарьи и других (песчаные массивы Машад, Гейраджи и др.).

Накопление крупнообломочного материала значительной мощности у подножий Большого и Малого Балханов, Куба-Дага свидетельствуют об интенсивном поднятии этих горных сооружений.

Общая мощность морских хазарских отложений в пределах Юго-Западного Туркменистана колеблется в широких пределах — от 80 до 380 м. При этом отмечается увеличение мощности с севера на юг и с востока на запад.

Мощность аллювиальных, аллювиально-пролювиальных и пролювиальных отложений колеблется в пределах 50—100 м.

Хазарский век закончился глубокой и продолжительной регрессией. Опускание уровня морского бассейна связано, вероятно, с сухим и жарким климатом.

В хвалынском веке начинается наиболее мощная трансгрессия Каспийского моря, которая охватила значительную территорию Туркменистана. Море, в период своего максимума, поднимаясь до 50 м абсолютной высоты, близко подходило к подножьям горных сооружений и, прорываясь через Балханский и Данатинский коридоры, распространялось далеко к востоку на территорию Низменных Каракумов. Однако оно было относительно неглубоким, о чем свидетельствуют литологический состав отложений и фаунистические остатки.

Отложения хвалынского яруса представлены преимущественно песчаными осадками и только у подножий возвышенностей развиты прибрежные галечниковые террасы и береговые валы. Континентальные аналоги отложений этого яруса представлены пролювиальными и делювиальными накоплениями предгорной полосы и частич-

но эоловыми образованиями. Отложения хвалынского яруса по наличию характерной макро- и микрофауны, делятся на нижне- и верхнехвалынский подъярусы.

В связи с кратковременной регрессией морского бассейна в середине хвалынского века происходило расширение сферы действия временных и постоянных водных потоков. В предгорной полосе Западного Копет-Дага, Балханов и на значительной части слабонаклонной равнины происходила аккумуляция аллювиально-пролювиальной толщи, а в южных районах области — формирование аллювиально-дельтовых отложений рек Атрек и Сумбар (Мессерианская равнина). Река Атрек в хвалынское время была, вероятно, более интенсивной и многоводной, о чем свидетельствует формирование крупной как по площади, так и по мощности дельты.

Регрессия моря происходила неравномерно, с перерывами. Наиболее длительная задержка была на абсолютной отметке, близкой к 20 м. Верхнехвалынская трансгрессия охватывала значительно меньшую площадь, чем нижнехвалынская, и отложения этого возраста распространены до нулевой горизонтали или до абсолютной отметки 2 м. Общая мощность отложений хвалынского яруса колеблется в пределах 20—30 м и только на юге, в районе Порсу и Миассер, достигает 130 м.

Необходимо отметить, что начало формирования долины Узоя в пределах Прибалханского района относится к концу хвалынского века, когда уровень моря понизился на 50 м ниже современного.

Отложения современного отдела четвертичной системы в описываемой области представлены в основном эоловым, прибрежно-морскими, аллювиально-пролювиальными и дельтовыми образованиями. Каспийское море в современной эпохе претерпело несколько трансгрессий и регрессий, которые вызвали изменения конфигурации береговой линии и уровня воды, что подтверждается наличием морских отложений до горизонтали с абсолютной отметкой минус 22 м.

Морские новокаспийские осадки развиты главным образом узкой полосой вдоль берега и содержат фауну: *Cardium edule* L., *Didacna crassa* Eichw. и др. В пределах территории, покрытой водами новокаспийской трансгрессии, в настоящее время развиты шоровые поверхности, береговые валы и иногда террасы. Общая мощность новокаспийских морских отложений достигает 10 м.

В настоящее время наблюдается постепенное отступление Каспийского моря, что связано с резким сокращением поступления вод в бассейн из окружающих районов. Об этом свидетельствует осушение территории залива Дарджа и формирование полуострова Челекен, который в сравнительно недавнем прошлом был островом.

Одновременно с образованием новокаспийских морских отложений на юге шла аккумуляция дельтовых отложений р. Атрек. Анализ литологии, строение поверхности рельефа, выработанного на дельтовых отложениях, и ряд других признаков позволяют разделить современные отложения дельты р. Атрек на раннесовременные (Q_1^1) и позднесовременные (Q_1^2). Общая мощность этих отложений колеблется в пределах 10 м.

Основными поставщиками обломочных материалов в новокаспийское время, как и в наиболее древние эпохи четвертичного периода, послужили горные сооружения, обрамляющие Западно-Туркменскую низменность с востока и с севера. Накопление аллювиально-пролювиальных отложений на поверхности слабонаклонной равнины и пролювиальных отложений у подножья горных сооружений продолжалось и в современную эпоху. Отложения этого комплекса представлены грубообломочным, песчано-глинистым материалом и не превышают 10—15 м общей мощности.

Н и з м е н н ы е К а р а к у м ы. Низменные Каракумы представляют собой территорию, опускающуюся с кратковременными перерывами в течение всего четвертичного периода. Характерной чертой истории развития Низменных Каракумов является то, что они послужили базисом эрозии многих крупных и мелких рек (пра-Аму-Дарьи, пра-Зеравшана, пра-Мургаба, пра-Теджена, древних водных артерий Копет-Дага), берущих свое начало в пределах местных возвышенностей и гор и в горных сооружениях Памиро-Алая.

Почти все древние мелкие водные артерии являлись притоками мощной пра-Аму-Дарьи, которая на западе впадала в Бакинское и Хазарское моря и за нижне- и среднечетвертичное время откладывала приносимые осадки по всей территории Низменных Каракумов. Таким образом, весь комплекс ниже- и среднечетвертичных отложений на территории Низменных Каракумов связан с деятельностью пра-Аму-Дарьи, неоднократно менявшей свое положение в пределах этой территории.

В западной части Низменных Каракумов мощность четвертичных отложений достигает 350 м. Они представлены песчано-глинистым материалом. В нижней части толщи преобладают глины. Мощность слоев глин не превышает 40—60 см. Слои песка встречаются редко и меньшей мощности. В верхней части толщи встречаются загипсованные уплотненные пески мощностью до 5—12 м. Как правило, они содержат окатанные обломки глины, в некоторых случаях образующих своеобразный конгломерат. Описанные четвертичные отложения залегают либо на размытой поверхности акчагыльских отложений, либо над континентальным аналогом апшерона.

Н. Е. Степанайтис по микрофауне установила здесь бакинские отложения.

В раннечетвертичное время в западной части Низменных Каракумов был весьма обширный и относительно глубокий залив Бакинского моря. Наличие большого числа эвригалинных форм и особенности осадков (значительная загипсованность, изменчивость состава, наличие растительных остатков) позволяют уточнить фациальную обстановку и говорить, что здесь была морская дельта.

В крайних северных частях описываемой территории мощность четвертичных отложений не превышает 100 м. В нижней половине разреза преобладают пески, а сверху значительная часть представлена глинами. По ряду признаков эти отложения признаются осадками пра-Аму-Дарьи. В одной из скважин на глубине около 60 м была обнаружена макрофауна, которая, по определению П. В. Федорова, позволяет характеризовать содержащие ее отложения как верхнебакинские или нижнехазарские (Нагинский, 1957). Верхняя часть разреза, где преобладают пески, нами принимается за хазарские отложения, а нижняя часть, с преобладанием глин — за бакинские. Такое предположение подтверждается работами К. Я. Федоренко (1960), которым каракумская толща по профилю увязывается с бакинскими и хазарскими морскими отложениями.

По профилю Ашхабад — Серный завод скважинами вскрыты в основном нижне- и среднечетвертичные отложения. В южной половине верхние несколько десятков метров разреза представлены верхнечетвертичными дельтовыми отложениями и на крайнем юге присутствуют верхнечетвертичные и современные аллювиально-пролювиальные отложения предгорий Копет-Дага.

По данным Н. А. Нагинского (1960), Г. Бердыева (1961), над фаунистически определенными акчагыльскими и под бакинскими отложениями вскрыта литологически отличная толща мощностью до 50—60 и более метров. Эти осадки отделяются как от подстилающих, так и от перекрывающих отложений значительным разрывом. Стратиграфическое положение этой толщи и литология позволяют их сопоставить с верхами кешинынбаирской свиты, то есть с апшероном, и высказать предположение, что формирование ее предшествовало более позднему значительному опусканию в бакинское время (Нагинский, 1960; Бердыев, 1961). Поднятие депрессии Низменных Каракумов в послеекчагыльское и предбакинское время подтверждается также ограниченным распространением апшеронской трансгрессии.

Выше описанных континентальных „апшеронских“ отложений, а местами непосредственно выше акчагыля залегают отложения нижнего и среднего ярусов четвертичной системы.

Основываясь на том, что в бакинский век в западной части Низменных Каракумов был обширный морской залив, можно предполагать, что восточнее располагалась морская дельта, далее сменявшаяся наземной дельтой пра-Аму-Дарьи. В формировании нижней подсвиты каракумской толщи принимали участие как пра-Аму-Дарья пра-Мургаб и пра-Теджен, так и реки, стекавшие с Копет-Дага на север. Анализ

литологического состава отложений показывает главенствующее значение пра-Аму-Дарьи в формировании всех слоев толщи.

Прорыв речных вод системы пра-Аму-Дарьи через Балханский и Данатинский коридоры к Каспию был только в среднечетвертичное (хазарское) время. Возможно, что связь пра-Мургаба и пра-Теджена с пра-Аму-Дарьей была непостоянной и первые формировали свои наземные дельты самостоятельно.

Мощность ниже- и среднечетвертичных отложений на описываемой территории колеблется в пределах 250—350 м. Наибольшие мощности каракумской толщи приурочены к полосе, расположенной южнее широты Бахардока. К северу от указанного пункта до Ербента мощность не превышает 200—240 м. Мощность каракумской толщи и ее аналогов, по данным скважин, в пределах Серного завода — Ербента не более 100 м. Таким образом, можно предположить, что южная половина территории Низменных Каракумов в ниже- и среднечетвертичное время испытывала более интенсивные нисходящие движения; здесь и выработана основная широкая долина пра-Аму-Дарьи. Необходимо отметить, что существование пра-Аму-Дарьи не исключало существование относительно мелких потоков и рукавов, протекавших севернее указанной широты. Принесенные ими осадки, очевидно, откладывались как обособленно в самих долинах, так и совместно с осадками, принесенными с севера; последние нами именуются аналогами каракумской свиты.

На границе средне- и позднечетвертичного времени пра-Аму-Дарья повернула обратно на север. Причиной поворота пра-Аму-Дарьи было общее поднятие Каракумской депрессии и накопление мощной толщи аллювиальных отложений, которые преградили путь реке.

Позднечетвертичное время ознаменовалось мощной трансгрессией хвалынского моря, воды которого залили значительную часть западной половины Низменных Каракумов. Восточная граница раннехвалынской трансгрессии доходила до меридиана ст. Кодж. Море было неглубоководным, о чем свидетельствуют литология осадков и их незначительная (20—30, иногда 40 м) мощность. Реки Мургаб и Теджен, разливаясь по южной полосе центральных районов Низменных Каракумов, образовали огромную субазральную дельту. Западная граница дельтовых отложений доходит почти до меридиана ст. Келята, а на севере — почти до широты Бахардока. Общая мощность этих отложений не превышает 40—50 м.

На территории Низменных Каракумов (в более пониженных участках) остались мелкие разобщенные водоемы, где происходила аккумуляция озерно-старичных осадков незначительной, до 2—3 м, мощности.

По данным К. Я. Федоренко, эти мелкие водоемы были в основном приурочены к полосе русла пра-Аму-Дарьи в последнем этапе ее течения через Низменные Каракумы.

В южной предгорной полосе за позднечетвертичное и современное время шло накопление аллювиально-пролювиальной толщи, сложенной супесчано-суглинистыми отложениями. В остальной части территории Низменных Каракумов за позднечетвертичную и современную эпохи главное значение приобрели эоловые процессы, которыми переработаны верхние слои каракумской толщи, дельтовые отложения р. Теджен и др.

История геологического развития возвышенных районов Туркменистана в четвертичный период

Основные элементы рельефа возвышенных районов Туркмении были сформированы к началу четвертичного периода.

В пределах областей интенсивных поднятий (Копет-Даг, Большой и Малый Балханы) в продолжении четвертичного периода доминируют процессы денудации. Сравнительно меньше поднимается территория возвышенностей Бадхыза и Карабиля

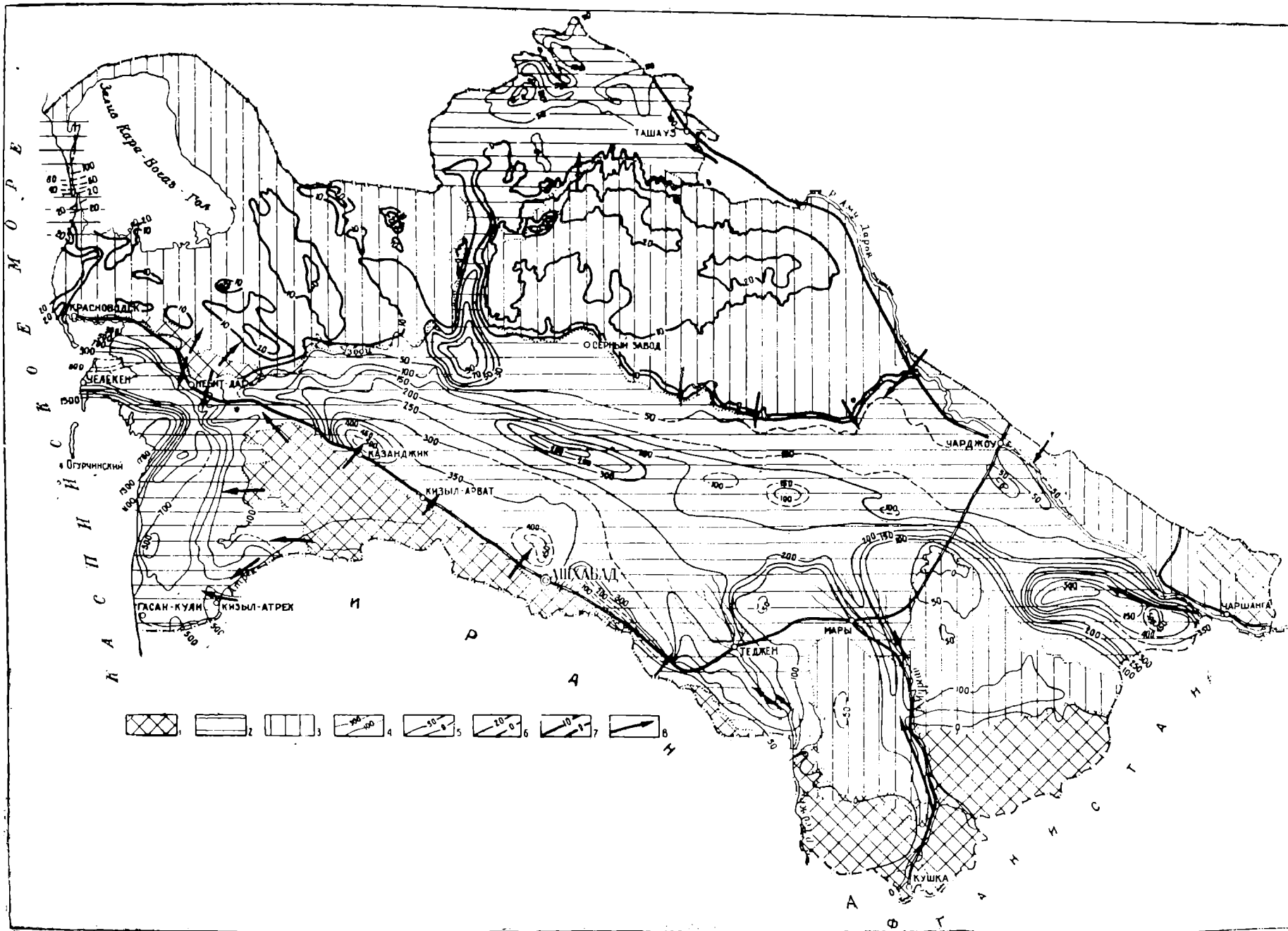


Рис. 2. Карта распределения мощностей четвертичных отложений:

1—области преимущественного разрушения и сноса за четвертичный период; 2—области интенсивной аккумуляции осадков за четвертичный период; 3—области незначительных эрозионно-аккумулятивных процессов за четвертичный период; 4—через 200 м; 5—через 50 м; 6—через 20 м; 7—через 10 м; 8—основные направления переноса осадков четвертичного возраста.

В пределах этой области максимальная мощность четвертичных отложений не превышает нескольких десятков метров.

В пределах области, сравнительно стабильной (обширная территория, расположенная к северу от линии Серного завода и Унгуза), наблюдаются следы как эрозионных, так и аккумулятивных процессов в незначительных параметрах.

Мощность четвертичных отложений здесь не превышает 20 м и только в районе дельты и долины Аму-Дарьи достигает 100 м (рис. 2).

Копет-Даг и его предгорья. Копет-Даг как орографическая единица был создан в первой половине неогена и в течение плиоцен-четвертичного времени служил поставщиком богатого терригенного матернала.

Тектонические движения, обусловившие поднятие территории и достигающие наибольшей силы на рубеже плиоцена и четвертичного времени, в раннечетвертичное время сменились эпохой относительного опускания и общим замедлением движений (Резанов, 1959). Свидетельством замедления тектонических движений в горной области является верхняя часть отложений кешининбаирской свиты, нами отнесенная к раннечетвертичному отделу. Здесь наблюдается уменьшение количества крупнообломочных пород снизу вверх по разрезу.

Крайние западные отроги Копет-Дага в раннечетвертичное время представляли собой область предгорного шлейфа с отдельными хребтами, на восток от которых возвышались высокоподнятые хребты Центрального Копет-Дага, служившие основным поставщиком материала для формирования пролювиальных отложений. В крайнем юго-западном окончании описываемого района в раннечетвертичное время действовали потоки долинного типа, которые формировали аллювиально-пролювиальные отложения, приуроченные к низовьям долин рек Сумбар и Чандыр.

В северной предгорной части Западного Копет-Дага у подножья Передового хребта в раннечетвертичное время на размытой поверхности неогена отлагался щебнистый материал, образующий предгорную равнину, сохранившуюся на отдельных участках и залегающую в настоящее время наклонно под углом до 8° . Нижнечетвертичная равнина наклонена в северном направлении. Уклон поверхности ее обусловлен первоначальным наклонным залеганием этих осадков и последующими поднятиями. Примером сохранившейся нижнечетвертичной предгорной равнины является участок между станциями Беурме и Кодж.

В Центральном Копет-Даге в нижнечетвертичный период с высоко поднятого Передового хребта сносился крупнообломочный материал, который в виде валунно-галечных отложений накоплялся вблизи подножья гор. Литологический состав отложений каракумской свиты в предгорных районах почти не подвергался изменениям.

В Восточном Копет-Даге в области предгорий в это время шло накопление гравийно-галечного и песчаного материала, перекрывающего осадки кешининбаирской, казганчайской и карагауданской свит.

Таким образом, в раннечетвертичное время, особенно во вторую половину его, аккумулятивные процессы приобрели главное рельефообразующее значение, в результате чего были заполнены пониженные участки за счет размыва более приподнятых участков.

Относительное спокойствие в раннечетвертичное время в начале среднечетвертичной эпохи сменилось интенсивными тектоническими движениями с преобладающим поднятием в горной и предгорной областях. В результате этих новейших тектонических движений нижнечетвертичные отложения, заполнявшие межгорные и предгорные понижения, были приподняты на значительную высоту, что обусловило их значительное расчленение.

Наибольшего размаха тектонические движения достигли в Центральном Копет-Даге. Это устанавливается высоким залеганием нижнечетвертичных отложений этой области. По данным В. А. Растворовой, нижнечетвертичная подгорная равнина здесь поднята на высоту до 900 м. В результате поднятий нижнечетвертичные пролювиальные отложения подвергались интенсивным эрозионным процессам. Так, в Западном

Копет-Даге русла временных потоков и долин врезаются в нижнечетвертичные пролювиальные отложения на глубину до 80—100 м.

В это время в северных предгорьях Копет-Дага начали формироваться древние конусы выноса, представляющие собой в настоящее время наиболее расчлененные верхние участки предгорного шлейфа. Крупный обломочный материал, слагающий эти образования в северных предгорьях Западного и Центрального Копет-Дага, указывает на значительные поднятия горной области в период при относительно меньшем поднятии в Восточном Копет-Даге, где в пролювиальных отложениях среднечетвертичного времени преобладает песчаный материал.

В хазарское время протяженность долины пра-Аму-Дарьи с востока на запад достигла наибольшего размера. Имея широтное направление течения, пра-Аму-Дарья, по данным М. К. Граве (1957), чем дальше на запад, тем ближе подходила к Копет-Дагу и подступала непосредственно к горам. Мелкий обломочный материал, выносимый временными и постоянными потоками, уносился мощным течением реки. Более же грубый крупнообломочный материал концентрировался близ подножья гор, формируя среднечетвертичный пролювиальный шлейф.

В среднечетвертичное время, в период интенсивных поднятий горной области, господствовали эрозионные процессы, которые привели к образованию сильно расчлененного рельефа, к врезу оформившихся к этому времени рек и формированию наиболее древней и высокой их террасы. Так, в Западном Копет-Даге, в наиболее крупных реках—Сумбар, Чандыр, Аджи-Дере — насчитывается пять надпойменных террас. Наиболее высокая пятая терраса была сформирована, очевидно, в конце среднечетвертичной эпохи.

В менее крупных речах Копет-Дага (Секиз-Яб, Алты-Яб, Арчишьян и других), имеющих сток на предгорную равнину, отмечается наличие трех террас. Наиболее древняя терраса — третья, образованная в среднечетвертичное время, по выходе на предгорную равнину, сливается с поверхностью конусов выноса среднечетвертичного возраста.

За верхнечетвертичное время в западной части Западного Копет-Дага происходит аккумуляция аллювиальных отложений четвертой и третьей надпойменных террас рек Сумбар, Чандыр, Аджи-Дере. Как в остальных участках Западного Копет-Дага, так и в Центральном и Восточном Копет-Даге (долины Кяурли, Кемен-Дере, Терсакан, Чимили, Секиз-Яб, Алты-Яб, Арчиньян, Меана и др.) к этому времени относится формирование аллювиальных отложений второй и первой надпойменных террас, соответствующих ранне- и позднехвалынской трансгрессиям Каспийского моря. Мощность незначительна — до 10—12 м.

В Западном Копет-Даге супесчано-суглинистые осадки временных потоков, спускавшиеся к мелководному заливу раннехвалынского моря, все дальше распространялись на запад и север вслед за отступающей береговой линией, вклиниваясь в хвалыньские отложения и перекрывая каракумские пески. На подгорной равнине всего Копет-Дага в позднечетвертичное время шло накопление пролювиальных грубообломочных материалов у подножья гор (конусы выносов), супесчано-суглинистых отложений — в удалении от них.

С регрессией хвалынского моря расширяется площадь распространения пролювиальных отложений. Так, в обнажении в районе оврага Гяур (аул Ок) под пролювиальными отложениями предгорной равнины залегают осадки хвалынского моря, охарактеризованные фауной.

К современному этапу формирования четвертичных отложений относится аккумуляция аллювия двух нижних террас рек Сумбар, Чандыр, Аджи-Дере и аллювия пойм всех постоянных и временных водных артерий, стекающих в предгорную равнину. Мощность современных аллювиальных отложений незначительна и колеблется в пределах 5—8 м.

Юго-Восточный Туркменистан. История формирования и распределения мощностей четвертичных отложений этой территории главным образом связана с деятельностью гидрографической сети рек Аму-Дарья, Мургаб, Теджен и др

Следовательно, поэтапное воссоздание деятельности древних рек является в свою очередь восстановлением истории формирования четвертичных отложений, распространенных в описываемой области.

Основные элементы рельефа территории были сформированы к концу позднего плиоцена.

В целом вся территория юго-востока СССР может быть разделена на области преимущественной аккумуляции осадков и области преимущественной денудации. К первым относится территория субазральных дельт Теджена и Мургаба и крайний восток Юго-Восточных Каракумов (район Обручевской степи и прилежащие к нему с северо-запада и востока песчаные равнины). К областям преобладающей денудации относится вся остальная территория юго-востока, где выделяются области сноса — горные районы Восточного Копет-Дага, Гиссара, возвышенности Бадхыз, Карабиль и район транзита и незначительной аккумуляции осадков — северные наклонные песчаные равнины междуречий Аму-Дарья — Мургаб — Теджен.

Области аккумуляции четвертичных отложений значительной мощности соответствовали активно прогибающимся депрессиям, а области денудации — зонам сравнительно интенсивных поднятий за четвертичный период.

В ранне- и среднечетвертичное время в пределах Юго-Восточного Туркменистана происходило формирование и выполнение осадками глубоких долин рек пра-Мургаба и пра-Теджена. Эти погребенные глубокие долины намного превышают по своему размеру современную долину р. Мургаб и достигают в ширину 40 км.

Отложения, заполняющие эти долины, представлены гравием, разнозернистыми песками, супесью, суглинками, глинами, галечниками и конгломератами.

Общая мощность древнеаллювиальной толщи рек Мургаб и Теджен достигает 350 м.

Отложения, заполняющие древние долины пра-Мургаба и пра-Теджена, распространяются далеко на север, вплоть до краевых частей дельт. Верхняя их половина, мощностью до 150 м, по возрасту сопоставляется с отложениями каракумской свиты.

История геологического развития территории Юго-Восточного Туркменистана за ранне- и среднечетвертичное время характеризуется в основном формированием аллювиальных отложений по долинам крупных рек. Основными поставщиками терригенного материала древней аллювиальной толщи послужили горные сооружения Памиро-Алая и Паропамиза.

На территории междуречий Аму-Дарья — Мургаб (за исключением восточной части) и Мургаб — Теджен в раннечетвертичное время в результате вертикальных тектонических движений были окончательно сформированы возвышенности Карабиль и Бадхыз, орографическая граница которых, вероятно, располагалась севернее существующей в настоящее время.

Такое региональное поднятие сопровождалось усиленным размывом, амплитуда которого достигла 200 м.

Наиболее интенсивной эрозии подвергались неогеновые породы, распространенные в междуречье Мургаб — Теджен, в результате чего отложения тахтинской свиты сохранились на юге отдельными останцами (хр. Дузенкыр, Кесек-Бурун и др.). К северу от широты возвышенности Кеиккыр отложения тахтинской свиты отсутствуют вообще.

В результате размыва отложений тахтинской свиты в раннечетвертичное время были заложены основы наиболее глубоких долин на северных склонах возвышенностей Карабиль и Бадхыз.

В восточной части Юго-Восточного Туркменистана за раннечетвертичное время происходила аккумуляция нижней песчано-глинистой подсвиты каракумской свиты. Довольно глубокая и широкая долина пра-Аму-Дарьи в это время была расположена западнее современной долины, о чем свидетельствуют вскрытые отложения каракумской свиты.

С началом среднечетвертичного времени на территории Юго-Восточного Туркменистана происходит расширение сферы действия водного осадконакопления.

Формирование аллювиальных отложений по долинам наиболее крупных рек продолжается без перерыва; соответственно им в верховьях пра-Мургаба и пра-Теджена формируются наиболее высокие аккумулятивные террасы. Происходит аккумуляция верхней песчаной подсвиты каракумской свиты мощностью до 250 м. Области сноса, которые послужили источником для формирования этих толщ, остаются те же, что и в нижнечетвертичное время.

Необходимо отметить, что с началом среднечетвертичного времени в пределах междуречий Аму-Дарья — Мургаб — Теджен (за исключением крайней восточной полосы) к северу от возвышенностей Карабиль и Бадхыз происходит аккумуляция аллювиально-пролювиальных песчаных отложений елчилекской свиты мощностью до 200 м.

В районе возвышенностей Бадхыз и Карабиль в среднечетвертичное время действуют многочисленные временные водные потоки.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта происходит формирование грубообломочной пролювиальной толщи незначительной мощности.

В среднечетвертичное время воды р. пра-Зеравшан, не достигая обширной долины пра-Аму-Дарьи, формировали самостоятельную обширную субэвральную дельту. Возможно, лишь отдельные мощные потоки, соответствующие ежегодным весенним паводкам, достигали главной магистрали — пра-Аму-Дарьи.

В позднечетвертичное время в связи с поворотом пра-Аму-Дарьи на север, к Аральскому морю, происходил распад единой речной системы. Прежние притоки ее (Мургаб, Теджен и североафганские реки) заканчиваются в Низменных и Юго-Восточных Каракумах и образуют обширные наземные дельты. Мощность дельтовых отложений позднечетвертичного возраста колеблется от 30—50 до 150 м. В южных частях долин рек Теджен и Мургаб формировалась третья аккумулятивная терраса.

После прекращения елчилекского осадконакопления в пределах междуречий Аму-Дарья — Мургаб — Теджен преобладали в основном эоловые процессы. На юге междуречий существовали небольшие озерно-речные ложбины и долины, где происходила аккумуляция озерно-аллювиальных отложений мощностью от 20—30 до 100 и более метров.

В предгорной полосе описываемой области (юго-западные отроги Гиссара, крайние восточные отроги Копет-Дага и др.) происходит накопление пролювиальных образований.

В современную эпоху площадь преобладающей аккумуляции осадков ограничивается территорией современных дельт рек Мургаб, Теджен и Балх, долинами рек, ручьев и временных водных потоков в пределах предгорной равнины Паропамиза и юго-западных отрогов Гиссарского хребта. На остальной территории господствуют эоловые процессы. Одновременно на равнинных поверхностях происходит формирование такыров и солончаков.

Северный Туркменистан. Осадки четвертичного возраста, распространенные в пределах Северного Туркменистана, представлены разнообразными генетическими типами; морскими — на крайнем западе и континентальными (аллювиальными, дельтовыми, озерными, пролювиальными, элювиальными и др.) — на остальной территории.

Формирование континентальных четвертичных отложений происходило в условиях устойчивого пустынного климата и сравнительно незначительных проявлений тектонических движений. Имеющиеся здесь плосковершинные возвышенности подвергались воздействию эрозионных и дефляционных процессов, формирующих у подножий различные по возрасту и генезису осадки.

Начало действия р. Аму-Дарьи на территории описываемой области относится к хвалынскому веку, что приводит к соответствующей датировке всего комплекса аллювиально-дельтовых отложений, непосредственно связанных с деятельностью Аму-Дарьи. Таким образом, четвертичная история Северного Туркменистана подразде-

ляется на два крупнейших этапа, неравных по длительности: первый этап — ранне- и среднечетвертичное время, второй этап — верхнечетвертичное и современное время.

Во время первого этапа на территории Заунгузья существовали правые притоки пра-Аму-Дарьи, один из которых, располагавшийся в пределах Верхнеузбойского коридора, изучен достаточно хорошо. О других правых мелких притоках в настоящее время имеется мало данных, но наличие их, на наш взгляд, должно предполагаться, учитывая особенности строения поверхности и состав четвертичных отложений, вскрытых скважинами южнее Унгуза. За пределами деятельности этих рек известны озерные отложения (лавакские, кумсебенские), что также указывает на большую обводненность Северного Туркменистана в первую половину четвертичного периода.

Во время второго этапа в пределы восточной половины Северного Туркменистана прорывается Аму-Дарья и благодаря ее деятельности формируются на довольно обширной части аллювиальные и дельтовые отложения.

Мощность верхнечетвертичных и современных отложений в пределах дельтовой равнины Аму-Дарьи достигает 120 м. Она вполне сопоставима с мощностью дельтовых отложений, накопленных за это время р. Теджен в пределах тектонически активной зоны Низменных Каракумов.

С начала четвертичного периода воды бакинской трансгрессии заливали всю крайнюю приморскую равнину. В пределах этого водного бассейна отлагались морские осадки мощностью 30—50 и более метров.

В более восточных районах — в пределах бессточных впадин Кумсебен и Карашор — происходило накопление озерной толщи кумсебенской свиты (пески с прослоями галечников), залегающей на размытой поверхности дочетвертичных отложений. Мощность её превышает 20 м.

В Верхнеузбойском коридоре происходило формирование аллювиальных отложений — аналогов каракумской свиты, представленных песчано-глинистым материалом.

Восточнее Сарыкамышской котловины в переуглубленных котловинах происходила аккумуляция озерных (лавакских) отложений, которые залегают на размытой поверхности меловых и неогеновых пород.

На остальной территории (плато Устюрт, Заунгузское и др.) происходило формирование маломощного элювиального и элювиально-делювиального чехла, а в отдельных котловинах накапливалась сравнительно мощная толща пролювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений.

В среднечетвертичное время на крайнем западе Туркмении происходила аккумуляция хазарских морских отложений. В пределах Верхнеузбойского коридора продолжалось и закончилось формирование аллювиальной толщи аналогов каракумской свиты, представленной песками общей мощностью до 70—90 м.

В наиболее пониженных участках впадины Карашор происходит накопление лагунно-озерных отложений, представленных пластами каменной соли. Вдоль подножья борта впадины наблюдается накопление мелкообломочного материала мощностью до 5—7 м.

На территории дельтовой равнины в среднечетвертичное время завершается формирование лавакских озерных отложений.

В позднечетвертичное время Аму-Дарья оставляет Низменные Каракумы и поворачивает на север. В это время происходило накопление балыкчинских озерных отложений, которые отлагались на месте депрессии, выработанной в неогеновых породах. В формировании балыкчинских отложений принимали участие не только осадки, приносимые Аму-Дарьей, но и навешаемые эоловые и делювиально-пролювиальные образования. Начинается формирование аллювиальных и дельтовых отложений Аму-Дарьи. Первоначально формировалась ахчадарьинская дельта, находящаяся за пределами описываемого района, затем Аму-Дарья повернула в Сарыкамышскую котловину, где начала формировать новые дельты. Отложения Шахмуратской дельты входили в эрозионную долину, выработанную в третичных породах; в нескольких местах они залегают на размытой поверхности древнечетвертичных озерных отле-

ний, которые выполняют наиболее пониженные участки. Возраст отложений шахмунской дельты среднечетвертичный.

К концу позднечетвертичного времени относится начало формирования отложений деканской дельты и накопления в пределах Сарыкамышской котловины и Верхнеузбойского коридора чалбурунских озерных и аллювиально-озерных отложений.

В современную эпоху продолжалось и закончилось формирование отложений деканской дельты Аму-Дарьи. Наиболее молодыми дельтовыми образованиями, связанными с деятельностью Аму-Дарьи в описываемой области, являются отложения Дарьялыкской дельты, которые распространены на незначительной площади у северной окраины Сарыкамышской впадины. Имеется ряд ссылок на неоднократные прорывы Аму-Дарьи по руслу Дарьялык. Наиболее крупный прорыв был в 1878 г., в результате которого уровень Сарыкамышского озера был поднят на 4 м.

В пределах Сарыкамышской впадины и Верхнеузбойского коридора в конце позднечетвертичного времени закончилось накопление так называемых чалбурунских озерных отложений, соответствующих максимуму стояния вод в Сарыкамышском озере (доузбойская стадия). В это время происходило формирование береговых валов, сложенных галечником до абсолютной отметки плюс 58 м.

В начале современной эпохи происходит сток озерных сарыкамышских вод по Узбою. Формируются озерные отложения узбойской стадии Сарыкамышы и I, II и III эрозионно-аккумулятивные террасы русла Узбоя (Q_1).

В дальнейшем формируются русловый аллювий и озерные отложения послеузбойской стадии Сарыкамышы (Q_4^2). С сокращением границ Сарыкамышского озера происходит уменьшение стока его вод по руслу Узбоя. К концу этого времени происходит полное прекращение стока по Узбою.

Время накопления озерных отложений с обилием *Cardium edule* L. характеризуется сильным усыханием Сарыкамышского озера, когда озера начинают обособляться в отдельные замкнутые котловины. Конец современного отдела (Q_4^4) характеризуется формированием делювиально-пролювиальных отложений у подножий чинков Устюрта, аллювиальных отложений староречий (Даудан, Дарьялык, Кичкина-Дарья) и ряда других по генезису маломощных осадков.

Заключение

Территория Юго-Западного Туркменистана, Низменных и восточной части Юго-Восточных Каракумов, предгорной равнины Копет-Дага (тектоническая депрессия) характеризуется максимальной мощностью четвертичных отложений (от 300—500 до 1000—1300 м). Наряду с этим, в пределах Западно-Туркменской низменности наблюдаются локальные поднятия, где мощность описываемых отложений не превышает десятка метров. Западно-Туркменская низменность отделяется от Низменных Каракумов довольно узкими коридорами: между Копет-Дагом и Малым Балханом — Данатинским и между Малым Балханом и Большим Балханом — Межбалханским. В коридорах мощность четвертичных отложений не превышает 100—150 м, между тем как к западу и к востоку от них четвертичные отложения имеют мощность до 500—1000 м и более. Следовательно, коридоры являлись как бы барьерами, разделяющими активно погружающиеся низменности. Вероятно, происхождение такого барьера связано с проявлением новейших тектонических движений по линии Западный Копет-Даг — Кызылджа-Баир — Малый и Большой Балханы.

Значительные тектонические движения испытывала и территория центральной части Низменных Каракумов, которую автор выделяет в границах: на западе по меридиану ст. Казанджик, на востоке — по линии от ст. Каахка, на северо-востоке — Кировск. Эту часть низменности автор называет центральной депрессией. При этом особенно интенсивно прогибалась южная предгорная полоса. Здесь выделяются замкнутые мультисубобразные понижения (по подошве четвертичных отложений) в районах ст. Казанджик и Ашхабад, где мощность четвертичных отложений достигает 500—

550 м. К западу от нее до Межбалханского и Данатинского коридоров располагается западная часть Низменных Каракумов, отличающаяся от центральной депрессии значительно меньшей подвижностью, вследствие чего за четвертичное время здесь накопилась примерно в три-четыре раза меньшая по мощности толща четвертичных отложений. К востоку от центральной депрессии мощность четвертичных отложений уменьшается до 200—250 м, что служит доказательством сравнительно меньшего прогибания этого участка.

Четвертичные тектонические движения в пределах Западно-Туркменской низменности и Низменных Каракумов, как показывает мощность накопившихся за четвертичное время отложений, были весьма активными. Эта часть территории Туркменистана находится в пределах наиболее активных зон погружения как платформенных, так и геосинклинальных.

Имеющиеся данные о фациальном составе четвертичных отложений Низменных Каракумов и Западно-Туркменской низменности позволяют сделать вывод, что опускание депрессий не всегда было компенсировано соответствующим накоплением осадков за счет привноса с периферии. В эпоху некомпенсированного погружения тектонической депрессии возникала существенная разница в уровнях между поверхностью депрессии и прилегающими частями периферии, что было равносильно опусканию базиса эрозии, общего для большего или меньшего числа рек. В эти эпохи вырабатывался глубокий врез долины. В эпохи компенсированного погружения избыточное накопление осадков захватывало и долины рек периферии, происходило выполнение глубоких долин аллювием.

В геосинклинальной зоне, а также отдельными разрозненными массивами в западной части республики протягиваются горные сооружения Колет-Дага, Большого и Малого Балханов, юго-западных отрогов Гиссара и предгорий Паропамиза. Последние в четвертичное время испытывали значительное поднятие, что и обусловило здесь интенсивное разрушение и снос мезо-кайнозойских пород.

В северной платформенной части республики проявление тектонических движений за четвертичный период было сравнительно слабым, и, если учесть результаты деятельности внешних рельефообразующих факторов, без особых изменений оставались очертания возвышенной равнины и крупных бессточных впадин (Заунгузское плато, Карашорское, Кумсебшенское и Туаркырское понижения), распространенных в северной половине республики. Четвертичные отложения в пределах этой территории имеют весьма малые мощности — не более 100 м в дельтах Аму-Дарьи и по ее долине и менее 25 м на остальной площади.

Наблюдаемое постепенное уменьшение мощности четвертичных отложений от бакинских (Q_1) до современных (Q_4) включительно, вероятно, главным образом связано со значительной неравнозначностью продолжительности веков. Большинство исследователей продолжительность бакинского века (Q_1) определяют в 300 тысяч лет, хазарского (Q_2) — 200 тысяч лет, хвалынского (Q_3) — 75 тысяч лет и современного (Q_4) — до 10—12 тысяч лет.

Анализ подошвы четвертичных отложений в целом и каждого яруса, в частности, показывает, что накопление осадков происходило на неровной поверхности. Колебание высотных отметок кровли подстилающих пород измеряется в пределах от десятков до 500, а иногда и более метров. Заслуживает особого внимания направленное снизу вверх (от более древних к более молодым отложениям) постепенное сглаживание неровностей в подошве каждого яруса четвертичных отложений. Так, например, величина относительного колебания подошвы бакинских отложений в пределах Западно-Туркменской низменности на расстоянии 70—80 км достигает 500 м; в хазарских отложениях эта цифра не превышает 400 м; в хвалынских отложениях это колебание в пределах 50—60 м и только на крайнем юге достигает 80—90 м, а морские новокаспийские отложения залегают почти на горизонтальной поверхности подстилающих их пород, и разница в абсолютных отметках подошвы их не превышает 10—20 м.

Указанное в сравнительно меньших цифрах также характерно для четвертичных отложений Низменных Каракумов. Основной причиной возникновения неровностей

подшвы отдельных ярусов четвертичных отложений в пределах республики послужило интенсивное и неравнозначное проявление по площади и силе новейших движений, наличие локальных структур как с отрицательными, так и с положительными знаками. Эти структуры, начало формирования которых относится к дочетвертичному времени, развивались и в продолжении четвертичного периода.

Климатические изменения в настоящее время все еще крайне мало изучены, однако, по нашему мнению, они оказывали свое влияние на упомянутые крупные события перестроек речной системы, формирование областей сноса, аккумуляции, трансгрессии моря, размер и конфигурацию бассейнов и прочее.

G. BERDYEV

THE QUATERNARY SEDIMENTS OF TURKMENISTAN

Abstract

The author considers the base of marine Baku strata and their continental analogues to be the lower boundary of the Quaternary system. The West Turkmenistan Marine Quaternary sediments are differentiated into four paleontologically ascertained sections. Stratigraphical discrimination of continental Quaternary strata is mainly based on their correlation with the marine sediments of the Caspian sea. Available paleontological (fresh water and terrestrial fauna), paleobotanical, lithological, stratigraphical and geomorphological data have been similarly taken account of.

As a whole marine, alluvial, deltaic, proluvial, lacustrine, deluvial, eluvial, chemogenic and eolian deposits are observed all over the Republic territory. Each genetic type may be subdivided, in its turn into age-units (the Lower-Middle-Upper Quaternary and the Recent).

In the following — second and third parts of the present paper — the paleogeographical environment in the Quaternary time together with the recent movements — are thoroughly characterized. The formational history of Quaternary sediments is being examined in due succession. The mode of accumulation and formation of the discussed sediments reveals to be closely related to the events of recent tectonics, which answers for distribution pattern of separate genetic and age units of the series.

A pronouncedly different tectonic development of certain individual regions in the Quaternary period resulted in a largely displayed heterogeneity of Quaternary sediments. The maximum thickness of Quaternary strata in the confines of the south-west Turkmenistan, Low and East Karakums, the piedmont Kopet-Dag plain (intensely subsiding zones) ranges from 300 up to 1300 m and even more.

The Quaternary strata in north platform area, as well, as in the south highland part of the republic display quite unimportant thickness of about 20—30 m, somewhat increasing up to 100 m in the confines of the Amu-Daria river delta. In this way three different areas may be observed to have existed in Turkmenistan during Quaternary time. They are namely: the area of essentially prevailing erosion and removal, the accumulation area and the area with relatively insignificantly developing erosion accumulative processes.

The history of formation and thickness distribution of the Quaternary sediments is associated as well with the draining activities of the rivers Amu-Daria, Murgab, Tedgen, Atrek a. o., which were the main ways for transportation of terrigenous products. A comprehensive analysis of ancient rivers activity and their paleogeographic environment reflect the historical process of formation of Quaternary strata extended throughout the Turkmenistan territory.

In the conclusive part of the paper the author draws principal inferences bearing upon the stratigraphy and thickness of the Quaternary strata and paleogeography and recent tectonics of this period.

ЛИТЕРАТУРА

- Амурский Г. И. Новые данные по четвертичной геологии предгорий Паропамиза. Тезисы докладов IV конференции ТГУ, 1958.
Андрусов Н. И. О древних береговых линиях Каспийского моря. Ежегодник по геологии и минералогии России, т. IV, вып. 1.

- Бердыев Г. Верхнечетвертичные озерно-аллювиальные отложения возвышенностей Бадхыз и Карабиль. Сборник географического общества Туркменской ССР. 1961.
- Бердыев Г. Возраст и генезис отложений Кешининбаирской свиты Копет-Дага. Уч. зап. ТГУ им. А. М. Горького, вып. 18, 1961.
- Герасимов И. П. Главнейшие моменты палеогеографии Западной Туркмении во вторую половину четвертичного периода. Пробл. физ. географии, т. 5, 1938.
- Граве М. К. Северная предгорная равнина Копет-Дага. АН СССР, СОПС. Тр. Арало-Каспийской комплексной экспедиции, вып. 9, изд. СССР, М., 1957.
- Нагинский Н. А. Особенности изучения и картирования четвертичных отложений Низменных Каракумов. Тезисы докладов межведомственного совещания по изучению четвертичного периода. Секция Казахстана и Средней Азии, 1957.
- Нагинский Н. А. Рабочая схема стратиграфии и новейшей тектоники четвертичных отложений Туркмении. САИГИМС. Уч. зап., вып. 4. Ташкент, 1960.
- Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. Изд. АН СССР, М., 1959.
- Сидоренко А. В. Континентальные отложения Восточных Каракумов и их происхождение. ДАН СССР, нов. сер., т. XII, № 3, 1953.
- Симаков А. Н., Федоренко К. Я. Стратиграфия четвертичных отложений Низменных Каракумов и Копет-Дага. Фонды УГ и ОН при СМ ТССР (рукопись), 1960.
- Ушко К. А. История геологического развития Западно-Туркменской впадины в плиоценовое и четвертичное время. В сб.: Материалы комплексной Южной геологической экспедиции. Гостоптехиздат, 1962.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 10, 1957.
- Федоров П. В. Четвертичные отложения Западной Туркмении и их положение в единой стратиграфической шкале Каспийской области. Тр. Ин-та геол. АН ТССР, т. II, 1959.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОСТРАКОД СРЕДНЕАЗИАТСКОЙ ОБЛАСТИ ТЭТИСА

Ископаемые остракоды приобрели в последнее время большое биостратиграфическое значение, особенно для детальной разработки стратиграфии очень широко развитых в Средней Азии мезозойских и третичных отложений, с которыми связываются все промышленные запасы нефти и газа.

Из мезозойских и кайнозойских отложений Туркмении, Бухары Гиссаро-Таджикской области и Ферганы известно около тысячи видов остракод, принадлежащих к семействам *Healdiidae*, *Cytherellidae*, *Bairdiidae*, *Darwinulidae*, *Cyprididae* и *Cytheridae*.

Раковины остракод часто встречаются в породах в таком большом количестве, что переполняют отдельные прослои и пачки, а иногда даже являются породообразующими.

В таких осадках устанавливается большое количество руководящих форм и характерных комплексов для детализации стратиграфии и корреляции разрезов и скважин как в пределах локальных, так и смежных областей. Остракоды образуют разновозрастные комплексы в разнофациальных обстановках, которые дают возможность коррелировать морские лагунные и континентальные толщи.

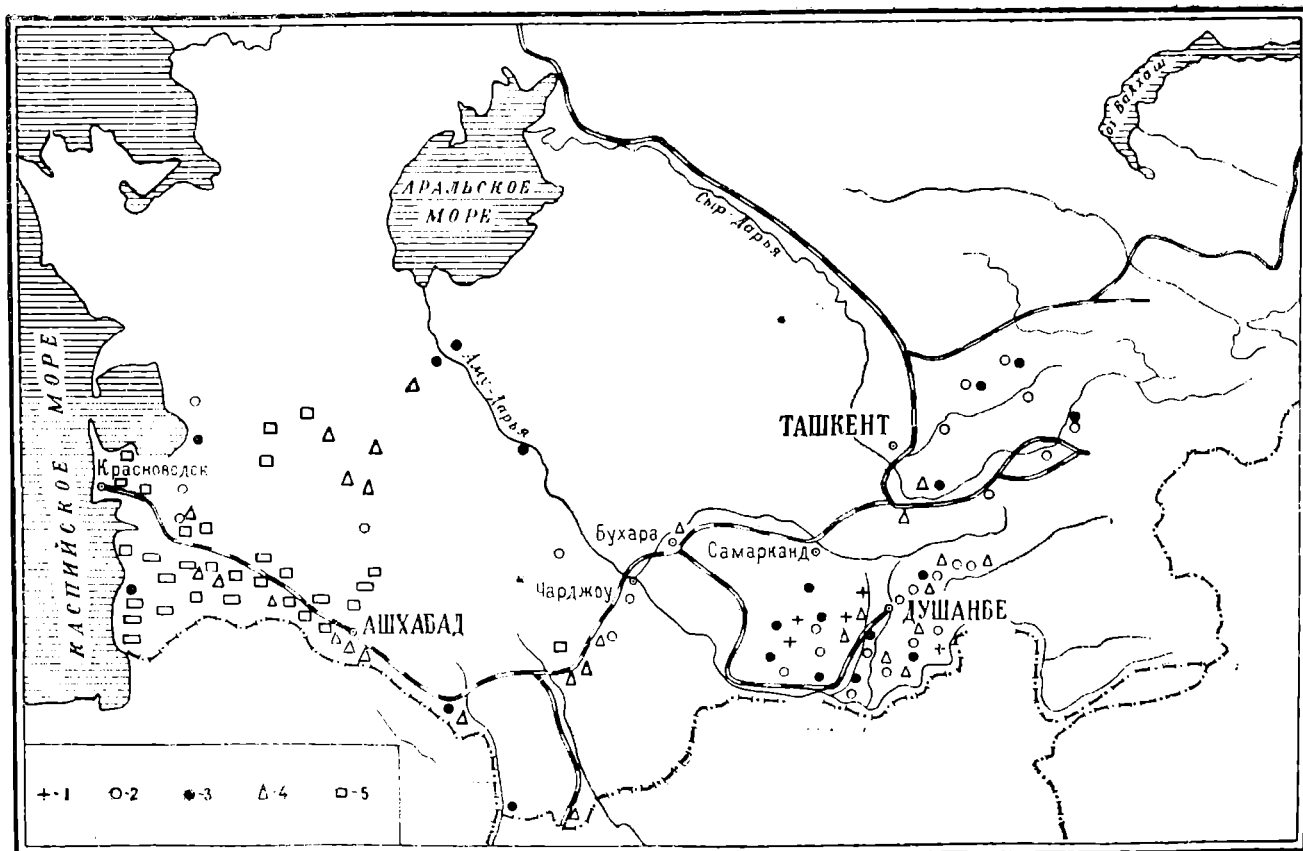
Наибольшее скопление раковин остракод наблюдается в глинах, мергелях, глинистых ракушняках, мелкозернистых морских песчаниках и алевролитах. Грубозернистые породы, как правило, не содержат остракод. Плотные карбонатные породы, иногда переполнены ими, но не поддаются дезинтеграции.

Мезозойскими и кайнозойскими остракодами Средней Азии начали заниматься сравнительно недавно. Первые исследования были начаты М. И. Мандельштамом в конце 30-х годов.

Систематическое изучение остракод из мезозойских и кайнозойских отложений началось только в 50-х годах, но и до сих пор исследованиями охвачены далеко не все области Средней Азии. Наиболее хорошо изучены меловые и палеогеновые остракоды Юго-Восточной Туркмении, Южного Узбекистана и Таджикистана, палеогеновые остракоды Копет-Дага, Центральных и Заунгузских Каракумов и плиоценовые остракоды Западно-Туркменской низменности. Значительно хуже изучены меловые остракоды Западной Туркмении, Ферганы и Бухаро-Хивинской области и почти совершенно не изучены юрские остракоды (см. рисунок).

Триас. Остракоды из отложений триаса Средней Азии не изучены. Эпизодические находки их известны из Ферганы.

Юра. Юрские остракоды Средней Азии изучены слабо. Их находки известны



Обзорная карта исследованных пунктов мезозойских и кайнозойских остракод:

1 — мезозойские отложения; 2 — раннемеловые; 3 — позднемеловые; 4 — палеогеновые; 5 — неогеновые.

главным образом в средне- и верхнеюрских отложениях Гиссаро-Таджикской области. Незначительное количество остракод известны из отложений лейаса юго-западнее Дарвазы, они состоят в основном из видов: *Pichottia* (?) *zarbusensis* Mndlstm.

На южных склонах Гиссарского хребта, в районе Шаргуни, в глинах нижней части бата встречаются многочисленные морские остракоды плохой сохранности, из которых определены *Protocythere* (?) sp. Выше в этом же разрезе зарегистрированы находки континентальных остракод, относящихся к роду *Darwinula*. Среднебатские отложения в районе Шаргуни перекрываются слоями, содержащими морские остракоды: *Gesoriacula schargunensis* Mndlstm. и *Cytherella* (?) *uncata* Mndlstm.

В Гаурдак-Кугитангском районе в отложениях верхнего бата в разрезе Хауз остракоды встречены в следующем комплексе: *Gesoriacula* (?) *prisca* Mndlstm., *Turbergiella optima* Mndlstm., *Platylophocythere uncata* Mndlstm., *Schuleri-dea latensis* Mndlstm., *Bythocytheremorphia* sp.

Судя по наличию в этом комплексе нормально морских видов, относящихся к характерной среднеюрской родовой ассоциации, слои, содержащие подобный комплекс, могут параллелизоваться с отложениями бата западных областей Тэтиса (юг Франции). Другой комплекс морских позднеюрских остракод обнаружен в отложениях келловей, южных склонов Гиссарского хребта и характеризуется наличием видов: *Nodophtalmocythere verrucata* Mndlstm., *Gesoriacula flacida* Mndlstm., *Gal-liaecytheridea ordinata* Mndlstm., *Parariscus isomorphus* Mndlstm., *Aphelo-cythere limata* Mndlstm., *Platylophocythere nudata* Mndlstm., *Cytherella* (?) *globosa* Mndlstm.

Все перечисленные комплексы остракод пока известны только из юрских отложений Таджикской депрессии. Сильная фациальная изменчивость этих отложений затрудняет корреляцию по остракодам на больших площадях, а незначительная изученность юрских остракод не позволяет пока расчленять и коррелировать осадки в пределах всей Средней Азии. Приведенные данные указывают на обособленность комплекса юрских остракод от западноевропейского, сближаемого только в родовом отношении.

Мел. Н и ж н и й мел. Сведения о раннемеловых остракодах значительно полнее, чем о более древних остракодах. Наиболее разнообразно представлены и полнее изучены, по сравнению с другими районами Средней Азии, раннемеловые остракоды Гиссаро-Таджикской области.

В Туаркюре (Огланлы) валанжин-готеривский комплекс составляют смешанные пресноводные и морские виды: *Cypridea* sp., *Malzevia* sp., *Stravia* ex gr. *crossata* Neale, *Protocythere hechti* Triebel, *Macrodentina* (*Pavloviella*) sp., *Antepaijen-borchella lupповi* Andreev. В барреме остракоды редкие, и лишь с раннего апта начинается пышное развитие богатых в родовом и видовом отношении ассоциаций, для которых наиболее характерным является массовое развитие протоцитер, палео-цитеретт, платицитерейсов и др. Типичными видами этого комплекса являются: *Protoveenia* aff. *triebeli* Deroo, *Protoveenia* ex gr. *derooi* Oertli, *Palaeocytheretta lauzanensis* Andreev, *Doloccytheridea* sp. и особенно *Parataxadonta biparta* Mndlstm.

Альбские отложения этого района содержат небогатые комплексы остракод, среди которых значительное место принадлежит цитереллидам и протоцитеринидам. Раннемеловые остракоды Копет-Дага, Большого Балхана, равнинных пространств Туркмении и Бухаро-Хивинской области не изучены, хотя и известно о наличии многочисленных их остатков по всему нижнемеловому разрезу, включая скважины, вскрывающие альбские отложения. Очень интересный комплекс нижнеаптских остракод в Центральных Каракумах был обнаружен в прослое глины между известково-глинистыми песчаниками на глубине 1117 м в скв. 101, пробуренной близ Серного завода. В этой ассоциации определены: *Protoveenia* aff. *triebeli* Deroo, *Palaeocytheretta lauzanensis* Andreev, *Doloccytheridea* sp., *Stravia* sp.

Интересно отметить, что совершенно аналогичный комплекс остракод наблюдался Ю. Н. Андреевым в Туаркыре (Лаузан) на границе баррема и апта. Наиболее полно раннемеловые остракоды изучены в Гиссаро-Таджикской области. В нижнемеловых породах Юго-Восточной Туркмении (Гаурдак-Кугитангский район) самые древние остатки остракод были обнаружены в красноцветных глинах, залегающих над гаурдакской свитой гипсов и солей. Единичные остракоды представлены *Stravia* sp., *Malzevia* sp., *Schuleridea* sp., указывающими на лагунное происхождение нижней части карабильской свиты. Однообразный комплекс, состоящий из мелких раковин *Stravia* sp., был обнаружен также в доломитах альмурадской свиты (валанжин-готерив). Вышележащие отложения лагунной пачки баррема местами (Аулят, Окуз-булак) охарактеризованы богатыми, в количественном отношении, комплексом, состоящим из раковин *Cypridea* ex gr. *siliae* Gramm. Это местный вид, распространенный также в красноцветных лагунных и континентальных отложениях неокома Гиссаро-Таджикской области и в гузанской свите нижнего мела Ферганы. Морские отложения баррема (верхний баррем?) характеризуются наличием *Loxoella* ex gr. *implumis* Kuzn., *Stravia* ex gr. *brevis* (Cornuel), *Protocythere* aff. *hechti* Triebel, *Schuleridea* sp. Мелкая угнетенная фауна этой ассоциации обитала в условиях сильно пониженной солености бассейна, но все же широкая связь с Тетисом позволяла расселению в Гиссаро-Таджикском море типичных европейских видов, представленных здесь местными расами. К востоку морские отложения баррема сильно уменьшаются в мощности и замещаются лагунными и континентальными породами, в которых остракоды представлены мелкими единичными *Stravia* sp., а также раковинами неизвестного систематического положения, напоминающие по форме раковины рода *Brachycythere*.

Другой морской комплекс остракод известен в отложениях верхнего апта. Наиболее характерными видами здесь являются *Antepaijenborchella* sp. и *Neocythere* cf. *vanveeni* Mertens.

Для отложений альбского яруса Юго-Восточной Туркмении и Южного Узбекистана известно шесть сменяющих во времени друг друга комплексов, выделяющихся в местные биозоны, объем которых не всегда соответствует объему аммонитовых зон. Для сравнительно глубоководных отложений клансейского горизонта характерно наличие *Cytherella* ex gr. *ovata* Oertli (non Roemer), мелких *Stravia* sp. и *Neocythere mertensi* Oertli. Отложения среднего альба характеризуются здесь появлением рода *Protoveenia*, являющегося филогенетическим развитием рода *Protocythere* (*Postheroprotocythere*).

Некоторые виды этого рода являются характерными видами-индикаторами для местных биозон. Наиболее типичными для среднего альба Гиссаро-Таджикской области можно назвать *Protoveenia derooi* Oertli, *Protoveenia triebeli* Deroo, *Protoveenia gaultina* Kaye var. *turkmenica* Andreev, помимо видов рода *Protoveenia*, в альбе распространены также *Cytherella ovata* Oertli (non Roemer), *Cytherella abnormis* Andreev et Mndlstm., *Cytherelloidea stricta* Jones et Hinde, *Schuleridea jonesiana* Bosquet var. *ventrobullae* Mndlstm., *Cythereis libanensis* Bisch., *Cythereis* aff. *soumoffeni* Bisch. и ряд новых видов.

В Ферганской долине в районе Куvasя в апте были обнаружены мергелистые слои, переполненные континентальными остракодами: *Cypridea ciliae* Gramm, *Fergania ferganensis* Mndlstm., *Timiriasevia simakovi* Mndlstm., *Theriosynecum marginatum* Mndlstm. Некоторые встречающиеся в этом комплексе остракоды известны в континентальных отложениях сайншандинской свиты Монголии, относящейся к верхам альбского яруса.

Комплекс альбских пресноводных остракод Ферганы, включающий перечисленные виды, детально изучался М. И. Мандельштамом, который установил на этом материале новые роды *Fergania* и *Timiriasevia*, представители которых, были обнаружены почти во всех раннемеловых пресноводных ассоциациях.

Верхний мел. Позднемеловые остракоды Средней Азии изучены еще недостаточно.

Комплекс позднемеловых остракод Средней Азии отчетливо подразделяется на

два типа, которые соответствуют двум типам разрезов верхнемеловых отложений Средней Азии. Западный тип верхнемеловых отложений, развитый в западных и центральных областях Туркмении, характеризуется европейской ассоциацией микрофауны. Восточный тип отложений верхнего мела, развитый в Восточном Копет-Даре, Бадхызе, Бухаро-Хивинской области, Фергане и Таджикской депрессии, характеризуется среднеазиатской ассоциацией микрофауны, в которой значительную роль играют местные виды и рассы, а также формы, мигрировавшие из более южных областей Тэтиса. Количество остракод в этом типе верхнемеловых осадков резко возрастает, а в окраинных районах юго-востока Средней Азии они становятся одной из самых многочисленных групп фауны.

Первый тип позднемеловых остракод изучен гораздо хуже второго в связи с редким их нахождением в породах. Часть видов из сеноманского комплекса остракод, из керна скважины в районе Изат-Кули опубликована Л. П. Марковой (1957).

Этот сеноманский комплекс остракод Юго-Западной Туркмении очень своеобразен, из 26 новых видов, описанных Л. П. Марковой, лишь три были впоследствии встречены в отложениях этого яруса в других районах Средней Азии — *Cythereis* (?) *solidus* (Markova), *C. facundis* (Markova), *Homocythere capitosa* (Markova).

Комплекс наиболее типичных видов сеноманских остракод в Туаркыре, а также в скважинах Центральных Каракумов представлен *Cytherettinella longopora* Mndlstm., *C. consobrina* Triebel, *Cythereis* (?) *solidus* (Markova), *C. (?) facundis* (Markova), *C. ex gr. wrighti* (Jones et Hinde), *C. ex gr. reticulata* Jones et Hinde, *C. scharapovae* Mndlstm.

В сеноманских отложениях юго-востока Средней Азии развит несколько отличный комплекс остракод, особенно в нижней части разреза, сложенного часто лагунными или дельтовыми осадками. В составе этого комплекса часто присутствуют виды и роды, характеризующие опресненные или застойные участки моря. В непрерывных и литологически однородных разрезах сеномана Юго-Западного Гиссара раннесеноманский комплекс почти не отличается от позднеальбского. В его составе значительную роль играют местные виды родов: *Cytherella*, *Staringia*, *Stravia*, *Cytherettinella* и другие, из которых последний является типичным позднемеловым родом.

Значительно разнообразнее остракоды в верхнем сономане. В Заунгузских Каракумах и Юго-Восточной Туркмении этот комплекс представлен следующими руководящими видами остракод: *Cytherettinella truncata* Andreev et Mndlstm., *Cythereis reticulata* Jones et Hinde var., *Cythereis* (?) *facundis* (Markova), *C. solidus* (Markova), *C. gaurdakensis* Andreev, *Bythocytheremorphia depressa* Andreev, *C. oertlii* Andreev.

Нормально-морские позднесеноманские виды этого комплекса постепенно исчезают в отложениях верхнего сеномана по мере движения сеноманской трансгрессии на северо-восток Таджикской депрессии, где в этом комплексе начинают преобладать многочисленные раковины *Centrocythere kazianiensis* Andreev и новые виды рода *Paracyprideis* (?).

Аналогичный комплекс позднесеноманских остракод известен в Фергане. Остракоды туронского яруса в сравнительно глубоководных отложениях западных разрезов Туркмении представлены довольно однообразной ассоциацией, состоящей из представителей стеногалинных родов: *Cytherella*, *Cytherelloidea*, *Bairdoppilata*, *Paracypris*, *Pontocyprella*, *Tetisocypris*, *Schuleridea*, *Brachycythere*, *Alatocythere*, встречающихся всегда в небольшом количестве экземпляров. Комплекс туронских остракод хорошо изучен только в северных районах, но столь существенного значения для стратиграфии он не имеет. Гораздо многообразнее комплекс туронских остракод в среднеазиатском типе разрезов, где в его составе резко преобладают такие виды, как *Pontocyprella ahtagensis* Mndlstm., *Tetisocypris excelsa* (Mndlstm.), *Alatocythere turonica* Mndlstm., *Brachycythere dotata* Mndlstm. et Andreev, *Neocythere verbosa* Domotte var.

Здесь же встречается и множество характерных новых видов, еще не описанных в литературе. Туронские остракоды Таджикской депрессии Ферганы и Бухаро-Хивинской области позволяют отчетливо подразделять отложения этого яруса на местные биозоны, в то время как в Восточном Копет-Даге и Бадхызе туронский комплекс тяготеет еще к западному типу, он весьма беден и в видовом, и в количественном отношении.

В коньякском ярусе Копет-Дага и Бадхыза количество остракод начинает возрастать, и в Юго-Восточной Туркмении и низовьях Аму-Дарьи они становятся более разнообразными и многочисленными.

Наиболее типичные виды, имеющие широкое горизонтальное распространение как в Таджикской депрессии, так и за ее пределами по всему юго-востоку Средней Азии, представляют нормально морскую ассоциацию и характеризуются наличием *Cytherella facila* Andreev et Mndlstm., *C. reducida* Andreev et Mndlstm., *Cytherelloidea obvallaris* Andreev et Mndlstm., *Bairdia derroi* Andreev, *Rythocytheremorphia bicornis* Andreev, *B. aksuensis* Andreev, *Makrocypris turkmenica* Andreev, *Orthonotacythere hannai* (Isra'elski) var. *asiatica* Andreev., *Homocythere ex codita* Andreev et Mndlstm., *Cythereis paraornatissima* Andreev.

В сантонском ярусе комплекс остракод сокращается в видовом отношении. В отложениях этого яруса в Юго-Восточной Туркмении появляются многочисленные ксестолеберисы, цитереттинеллы и близкие к шулеридеям виды, раковины которых не имеют глазного пятна, но обладают типичным голомеродонтным замком — *Schuleridea* (?) *luppovi* Andreev.

Полузамкнутый сантонский бассейн, отложения которого в Таджикской депрессии, особенно в ее центральных и восточных районах, характеризуются значительным развитием эвапоритов был неблагоприятной средой для жизни остракод, поэтому остатки их здесь очень редки. Лишь в западных районах, где отложения этого яруса представлены мощной толщей зеленых глин, присутствуют многочисленные, но бедные в видовом отношении комплексы остракод. Только этому ярусу свойственны *Schuleridea* (?) *luppovi* Andreev, *Cytherettinella* (?) *laterocostata* Andreev, *Xestoleberis nicalopsis* Mndlstm.

Остракоды маастрихта и кампана в западных районах Туркмении не изучены. Только в Восточном Копет-Даге был обнаружен очень характерный комплекс остракод в меанинской и чаачинской свитах маастрихта, представленный *Cytherella ovata* (Roemer), *Pontocypris* ex gr. *replicata* Li, *Cytheridea* (?) *hiascens* Andreev, *Parakrithe* sp., *Xestoleberis* ex gr. *pergensis* Veen, *Trachyleberidea akutiloba* (Marsson), *Veenia kalugini* Andreev, *Paijenborchella orientalis* Andreev.

Многочисленные с очень характерным, округлым задним концом и мелкими ямками на створках раковины *Cytheridea niaseens* Andreev имеют очень узкий интервал распространения и встречаются только в отложениях маастрихтского яруса, позволяя коррелировать разрезы маастрихта Восточного Копет-Дага, Бадхыза и Гаурдак-Кургитангского района. Очень разнообразен и богат маастрихтский комплекс низовьев Аму-Дарьи и Заунгузских Каракумов, хотя многие виды распространены в нижележащих отложениях кампана.

К числу типичных кампанских и маастрихтских форм, характеризующих отложения верхнего сенона низовьев Аму-Дарьи, относятся *Cytherella ovata* (Roemer), *C. inflata* Andreev et Mndlstm., *Cytherelloidea* (?) *verrucosa* Andreev et Vronskaja, *Xestoleberis* ex gr. *pergensis* Veen, *Trachyleberidea acutiloba* (Marsson), *Cythereis* ex gr. *ornatissima* Jones, *C. (?) gratus* Vronskaja, *Costa* ex gr. *gracilis* (Jaskevitch), *Bythocythere* — *morpha selebrosa* (Jones et Hinde), *B. difformis* Vronskaja, *Brachycythere schulerideaformis* Andreev, *Paijenborchella orientalis* Andreev. Некоторые из этих видов характерны для разновозрастных отложений Таджикской депрессии. В слоях, переходных от верхнего мела к палеогену (датский ярус?) и сложенных в большинстве районов юго-востока Средней Азии доломитизированными известняками, гипсами и пестроцветными глинами, остракоды

редки и представлены, как правило, небогатой ассоциацией форм из группы *Paracyp-rideis*. Остракоды же из датских отложений Западной Туркмении представлены редкими *Argilloecia*.

Палеоген. Морские остракоды в отложениях палеогена Средней Азии широко распространены. Общий комплекс их установлен в Ферганской долине, Гиссарско-Зеравшанской горной системе, Бухаре, Таджикской депрессии и в Северном Афганистане. В Кашгарии однотипный комплекс остракод установлен только в туркестанских слоях. В комплексе остракод, установленных из палеогена Гаурдакского района Туркмении, Восточного и Центрального Копет-Дага, зарегистрированы только отдельные общие виды. В Западном Копет-Даге и в Северных Каракумах комплекс остракод по родовому составу имеет некоторое сходство с ассоциацией остракод фораминиферовых слоев Северного Кавказа и их аналогов, развитых в Эмбенской нефтеносной области.

В результате изучения палеогеновых остракод Средней Азии установлены характерные комплексы и зональные виды, позволяющие устанавливать и коррелировать, выделенные в морском палеогене, стратиграфические единицы.

Для бухарских слоев характерны следующие виды: *Trachyleberis (Trachyleberis) costalis* V. Li, *Tr. (Hermanites) curta* V. Li, *Pterigocythereis selebrosa* Mndlstm., *Xestoleberis vegata* V. Li, *X. globussa* V. Li, *Bairdia aureolosa* Rosyjeva, *Cytherella caucasica* Schn., *Bairdiopillata auspicatusa* Rosyjeva. В Центральном и Западном Копет-Даге, кроме этих видов, встречаются: *Krithe nobilisa* Rosyjeva, *Trachyleberis artschmanensis* Rosyjeva *Tr. aff. hyalina* (Scharapova), *Argilloecia ampulloidea* Rosyjeva.

Характерный комплекс для сузакских слоев состоит из видов: *Pantocypris replicata* V. Li, *Paracypris sernuosa* V. Li, *Krithe singularis* V. Li, *Cytherelloidea valaris* Mndlstm., *Trachyleberidea akutiloba* (Marsson) var. *deviatis* Mndlstm., *Trachyleberis (Hermanites) suzakensis* Mndlstm., *Tr. (Hermanites) scribrosa* V. Li, *Tr. (Ehinocythereis) scabra* Münster, причем два последних вида появляются в верхней части бухарских слоев в мергельном горизонте.

Для алайских слоев наиболее характерными видами, имеющими ограниченное распространение в пределах данных отложений являются *Trachyleberis (Trachyleberis) vialovi* var. *alaensis* Mndlstm. и *Paijenborchella fida* V. Li.

Кроме того, в этих слоях появляются общие виды для алайских и туркестанских слоев *Trachyleberis (Hermanites) bassleri* (Ulrich), *Cytheretta virgulata* Mndlstm., *Eocytheropteron sphaeroidale* Mndlstm., *Cytheridea tonsa* Mndlstm.

Для отложений туркестанских слоев характерными являются виды: *Trachyleberis (Hermanites) suzakensis* var. *adrasmanensis* Mndlstm., *Tr. (Hermanites) suzakensis* var. *daedalia* V. Li, *Cytheridea producta* Mndlstm., *C. asiatica* Mndlstm., *Eocytheropteron verruciferum* V. Li.

Своеобразный комплекс остракод обнаружен из туркестанских слоев Бадхыза, состоящий из видов: *Paijenborchella trisulcata* Mndlstm., *P. exilisa* Rosyjeva, *Xestoleberis* sp., *Cytherura manifestusa* Rosyjeva, *Schizocythere vulgaris* Mndlstm. и *Trachyleberis tumbinensis* Rosyjeva.

Характерными видами для отложений риштанских слоев являются *Cytheridea glabra* V. Li, *C. schirabadensis* Mndlstm.

Для исфариных слоев характерным видом является *Cytheropteron ispharensis* Mndlstm. Кроме того, в этих слоях обнаружен ряд видов: *Clithrocytheridea innae* Mndlstm., *Cytheridea reticulata* Mndlstm., *C. lata* Mndlstm., *Trachyleberis (Hermanites) pinata* Mndlstm., *Tr. (Henrihowella) mikluchai* Mndlstm.; *Cytheretta circumspecta* Mndlstm., *C. insinuata* Mndlstm., зарегистрированных также в ханабадских и сумсарских слоях.

В ханабадских слоях, помимо вышеуказанных видов, появляются виды, характерные для данных отложений: *Paracytheridea frivolis* Mndlstm., *P. muschketovi* Mndlstm.

Для сумсарских слоев наиболее характерными видами являются следующие:

виды: *Eucytherura latiscula* Mndlstm., *E. habitualis* V. Li, *Cytheridea sextilis* V. Li.

Довольно богатый комплекс остракод, состоящий из представителей родов *Cytheridea*, *Clithrocytheridea*, *Trachyleberis*, *Pterygocythereis*, *Loxoconcha* и *Cytheretta* встречен из отложений среднего олигоцена (соответствующие сумсарским слоям) Гяурсдагской антиклинали Центрального Копет-Дага, а также среднего—верхнего олигоцена Северных и Юго-Восточных Каракумов. Видовой состав их следующий: *Clithrocytheridea probataformis* Rosyjeva, *C. honorusa* Rosyjeva, *Cytheridea erratica* Rosyjeva, *C. (?) praelaslonosa* Rosyjeva, *C. mülleriformis* Rosyjeva, *C. senilisa* Rosyjeva, *C. lubimovae* Rosyjeva, *C. maschrikovi* Rosyjeva, *C. pinguisaformis* Rosyjeva, *C. fraudulentz* Rosyjeva, *C. danovi* Rosyjeva, *C. testataformis* Rosyjeva, *C. grammi* Rosyjeva, *C. kamillae* Rosyjeva, *C. sukatschovz* Rosyjeva, *C. kopetdagensis* Rosyjeva, *C. explorata* Rosyjeva, *C. limpidusa* Rosyjeva, *C. illustris* Rosyjeva, *C. chaililovi* Rosyjeva, *C. spiculaformis* Rosyjeva, *C. karakumensis* Rosyjeva, *Trachyleberis ferganensis* Mndlstm., *T. depressa* Rosyjeva, *T. praedepressa* Rosyjeva, *T. babadurmanensis* Rosyjeva, *T. spongiosa* Liepin, *T. praembansensis* Rosyjeva, *T. crassa* Rosyjeva, *T. concertatoria* Rosyjeva, *Pterygocythereis solitarius* Rosyjeva, *P. solitarius* var. *praeacuta* Rosyjeva, *P. aligera* Rosyjeva, *P. aligera* var. *aksuensis* Rosyjeva, *P. infrequens* Rosyjeva, *P. subsemireticularis* Rosyjeva, *P. activa* Rosyjeva, *Loxoconcha zachmetensis* Rosyjeva, *L. decensa* Rosyjeva, *L. altusa* Rosyjeva, *L. usboensis* Rosyjeva, *L. adjunctusa* Rosyjeva, *L. subadjunctusa* Rosyjeva, *L. tekinka* Rosyjeva, *L. ilanliensis* Rosyjeva, *L. tachtanensis* Rosyjeva, *L. laevatuliformis* Rosyjeva, *L. (?) tunicata* Mndlstm., *Cytheretta andrusovi* Rosyjeva, *C. ex gr. andrusovi* Rosyjeva, *C. unguisensis* Rosyjeva, *C. tomskensis* Mndlstm., *C. subedwardsi* Rosyjeva, *C. kalugini* Rosyjeva, *Cytheretta (?) translucida* Rosyjeva.

Кроме того, в среднем олигоцене Туркмении встречаются единичные виды родов: *Cuneocythere*, *Krithe*, *Pontocypris*, *Paracypris*, *Pontocythere* и *Cytherella*.

Неоген. Морские отложения неогеновой системы распространены только в пределах Туркменистана и представлены снизу вверх осадками среднего и верхнего миоцена, а также нижнего, среднего и верхнего плиоцена.

Миоцен. Фаунистически установленные отложения нижнего миоцена (Аквитан-Бурдигаль) в пределах Средней Азии не известны, кроме онкофоровых слоев гельветского яруса, установленных пока еще лишь в крайних юго-западных отрогах Копет-Дага и в Приузбойском районе. Мощность их небольшая, остракоды в них еще не обнаружены.

Средний миоцен (тортонский ярус) представлен осадками тарханского, чокракского, караганского и конкского горизонтов. Все они охарактеризованы остракодами по составу значительно отличающимися друг от друга.

Для тарханского горизонта характерными являются виды: *Cytheridea mülleri Münster*, *Loxoconcha carinata* L n k l., *L. carinata* L n k l. var. *alata* Sch n., *Trachyleberis elegantissima* L n k l. и другие.

Отложения чокракского горизонта характеризуются наличием видов: *Leptocythere distincta* Sch n., *Trachyleberis (?) dromas* Sch n., не встречающихся ни ниже, ни выше этих отложений.

В караганском горизонте встречаются в основном виды рода *Loxoconcha* (*L. markovae* Sch n. in litt., *Loxoconcha lata* Vorosch. и *Loxoconcha* sp.).

Еще более резко отличается состав остракод конкского горизонта, который по характеру распределения фауны моллюсков хорошо расчленяется на эрвилиевые, фоладовые, сартаганские и веселянские слои.

Отложения эрвилиевых и фоладовых слоев содержат однообразный комплекс остракод, состоящий из многочисленных экземпляров одного вида рода *Paracytheroide* (*P. gracilis* Sch n.).

Сартаган-веселянские слои характеризуются присутствием стеногалякного вида: *Cytheridea mülleri* Münster и появлением единичных видов родов: *Trachyleberis*, *Leptocythere*, *Loxoconcha* и *Xestoleberis*, далее широко распространенных в сарматском ярусе.

Верхний миоцен представлен отложениями сарматского и меотического ярусов.

Отложения сарматского яруса расчленяются на нижний, средний и верхний подъярусы. Остракодами богато охарактеризованы нижний и средний сармат.

Для нижнего подъяруса характерно присутствие в большом количестве видов и экземпляров родов: *Trachyleberis*, *Xestoleberis*, *Leptocythere* и *Loxoconcha*, единичные виды которых появились в сартаган-веселянских слоях конка. Наиболее широкое распространение имеют здесь виды: *Loxoconcha impressa* Brady, *L. rarapunctillata* Vorosch., *Leptocythere zivensis* Vorosch., *L. mironovi* Schn., *L. naviculata* Schn., *Trachyleberis sarmatica* Zal., *T. kolesnikovii* Schn., *T. levis* Schn., *Xestoleberis lutrae* Schn. и др.

Почти все они переходят и в средний сармат, отложения которых характеризуются не только указанными видами, но и наличием *Loxoconcha ornata* Schn., *L. alveolata* Vorosch., *L. isatculensis* Step., *Leptocythere multicristata* Susin, *L. marginata* Schn., *L. schweyeri* Schn., *Trachyleberis chaillovi* Vorosch., *T. angularis* Schn., *Xestoleberis lunaris* Vorosch., почти отсутствующими в нижнем сармате.

Фаунистически охарактеризованные отложения верхнего сармата и меотиса известны только в северо-восточной части Карабогазы и представлены известняками. Фауну остракод в них не удалось обнаружить. В Западном Копет-Даге к отложениям верхнего сармата отнесена нами верхняя часть толщи красноцветных глин и глинистых песчаников, известная под названием „надсарматской“ свиты, более или менее полно сохранившаяся от размыва разреза. Остракоды встречаются только в нижней части этой свиты и состоят в основном из единичных угнетенных видов родов *Loxoconcha* (*L. pseudoassimulata* Vorosch.), *Leptocythere* (*K. aff. plana* Schn.) и *Xestoleberis* (*X. pinnata* Step.), частично перешедших сюда из среднего сармата, и из своеобразных видов рода *Loxoconcha* (?), появившихся только здесь и по внешней форме резко отличающихся от представителей этого рода, распространенных в среднем сармате. Кроме того, в нижней части этой свиты местами встречаются единичные виды рода *Candona* (*C. aff. longa* Vorosch., *Candona* sp.) и многочисленные экземпляры *Cyprideis littoralis* (Brady), также отсутствующие в среднем сармате.

Плиоцен. Нижний плиоцен представлен морскими осадками поитического яруса, вскрытого бурением в отдельных структурах Западно-Туркменской низменности и обнажающихся в северной части Карабогазского залива. Характерными для них являются виды: *Pontoniella schemachensis* Mndlstm., *P. acuminata* Zal., *P. dorsoarcuata* Zal., *Caspiolla acronasuta* (Liv.), *Leptocythere praebacana* (Liv.), *L. limbata* (Schn.), *L. cellula* (Liv.), *Loxoconcha djapharovi* Schn. и др.

Средний плиоцен представлен красноцветными песчаниками и песчанистыми глинами огромной (2000 — 2500 м) мощности, распространенными в Западно-Туркменской низменности. Остракоды в коренном залегании встречаются в них очень редко и состоят в основном из единичных видов и экземпляров эвригалякных и пресноводных форм, таких как *Cyprideis littoralis* Brady, *Ilyocypris nudula* Mndlstm., *I. serpulosa* Mndlstm., *Limnocythere latiformis* Mndlstm., *L. misera* Mndlstm., *Cyprinotus* sp., *C. cibarius* Mndlstm., *Dolerocypris* sp., *Candoniella albicans* (Brady), *Darwinula mendica* Mndlstm.

Довольно большое распространение имеют отложения верхнего плиоцена, представленные осадками акчагыльского и апшеронского ярусов.

Акчагыльский ярус характеризуется наличием видов родов *Candona*, *Candoniella*, *Caspiollina*, *Caspiocypris*, *Aglaiocypris*, *Eucypris*, *Cytherissa*, *Leptocythere*, *Loxoconcha*, *Limnocythere*, *Cyprideis*, *Ilyocypris* и единичных видов рода *Paracytherois*.

По характеру стратиграфического распределения хорошо выделяются два ком-

плекса остракод. Первый комплекс характерен для нижней (меньшей) части акчагыла, который по классификации В. П. Колесникова и А. А. Али-Заде относится к нижнему подъярсу. В пределах Западно-Туркменской низменности наиболее характерными видами для них являются: *Eucypris puriformis* Mndlstm., *Loxoconcha tschapyginae* Susin, *L. quadrata* Mndlstm., которые не встречаются выше нижнего подъяруса. Кроме них здесь в большом количестве присутствуют виды рода *Candona* (*C. combibo* Liv., *C. convexa* Liv., *C. sirtlanliensis* Rosyjeva, *C. kurendagensis* Rosyjeva и др.). В предгорьях Западного Копет-Дага и Прикопетдагской впадины этот подъярус характеризуется наличием в большом количестве видов рода *Loxoconcha*: *L. kopetdagensis* Rosyjeva, *L. jomudica* Rosyjeva, *L. egregia* Rosyjeva, *L. aktschagylica* Mndlstm., *L. varia* Susin, *L. laevatulula* Liv., а также единичных экземпляров *Limnocythere quadrata* Mndlstm. и в большом количестве *Cyprideis littoralis* Brady*. Второй комплекс остракод характерен для верхней (большей) половины акчагыла, который по классификации В. П. Колесникова относится к среднему и верхнему подъярусам, а по схеме А. А. Али-Заде — к верхнему подъярсу. Наиболее характерным для них в пределах Западно-Туркменской низменности являются виды рода *Leptocythere*, представители которого почти полностью отсутствуют в нижнем подъярсе акчагыла указанного района. В составе этого комплекса преобладающую роль играют виды: *Leptocythere fragilis* (Liv.), *L. palimpsesta* (Liv.), *L. andrusovi* (Liv.), *L. saljanica* (Liv.), *L. picturata* (Liv.), *L. nostrata* (Liv.), *L. bicornis* (Liv.), *L. propinqua* (Liv.), *L. argunica* (Liv.), *L. ornata* Rosyjeva, *Loxoconcha eichwaldi* Liv., *Limnocythere acristata* Schw., *Paracytheroidea parva* Susin, *Cyprideis littoralis* Brady, *Cytherissa naphtatscholata* (Liv.), *Candona abichi* Liv., *C. convexa* Liv., *C. danataensis* Rosyjeva, *C. faheiformis* Rosyjeva, *Caspiocypris candida* (Liv.) и др.

В акчагыльском ярусе Западного Копет-Дага и Прикопетдагской впадины в составе остракод верхнего акчагыла, так же как в нижнем, преобладающую роль играют виды рода *Loxoconcha*. Из рода *Leptocythere* в большом количестве встречаются только *L. gubkini* Liv. Видовой состав остракод верхнего акчагыла этого района следующий: *Loxoconcha aktschagylica* Mndlstm., *L. jomudica* Rosyjeva, *L. kopetdagensis* Rosyjeva, *L. egregia* Rosyjeva, *L. varia* Susin, *L. variaformis* Rosyjeva, *L. laevatulula* Liv. и *Leptocythere gubkini* (Liv.). Очень часто наряду с ними встречаются и единичные экземпляры видов *Candona danataensis* Rosyjeva, *Candoniella monjuclyensis* Rosyjeva, *Caspiolla conquistata* Rosyjeva, *Caspiollina maschrikovi* Rosyjeva, *Aglaiocypris pulchra* Rosyjeva, *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. gibba* Ramdohr, *Limnocythere quadrata* Mndlstm. и многочисленные экземпляры *Cyprideis littoralis* Brady. В крайне восточных областях развитие акчагыла (Юго-Восточные Каракумы), где акчагыл вскрыт бурением в последние годы, большое распространение имеют лишь эвригалинные и пресноводные представители остракод, такие как *Cyprideis littoralis* Brady, *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. gibba* Ramdohr, *Candoniella* sp., *Limnocythere* sp. и единичные виды рода *Candona*. Представители солоноватоводных родов: *Leptocythere* и *Loxoconcha* почти отсутствуют, либо встречаются в единичных экземплярах.

Апшеронский ярус характеризуется почти полным отсутствием видов родов *Aglaiocypris* и *Candona* и значительным увеличением видов и экземпляров рода *Caspiocypris*. В составе видов рода *Leptocythere*, *Loxoconcha* и *Cytherissa* появляются виды *Leptocythere multituberculata* (Liv.), *L. bosqueti* (Liv.), *Loxoconcha gorschikovi* Mndlstm., *L. tuberculapunctata* Chal., *Cytherissa bogatschovi* (Liv.) и многие другие, отсутствовавшие в акчагыльском ярусе. Характерным признаком для апшеронского комплекса остракод является и присутствие в их составе видов

* Средний подъярус, выделенный А. А. Али-Заде и представленный в основном песчаниками и песчанистыми глинами, содержит единичные раковинки остракод. Видовой состав их очень бедный и непостоянный.

рода *Trachyleberis* (*T. azerbaijanica* Liv., *T. pseudoconvexa* Liv.) и *Xestoleberis* (*X. chanackovi* Liv.), также отсутствовавших в акчагыльском ярусе.

По стратиграфическому распределению остракод в апшеронском ярусе хорошо выделяются три комплекса. Первый бедный, свойственен для нижнего подъяруса и в основном состоит из следующих видов *Trachyleberis pseudoconvexa* Liv., *T. azerbaijanica* (Liv.), *Xestoleberis chanackovi* Liv., *Leptocythere multituberculata* (Liv.), *L. lusca* (Kul.), *Loxoconcha anteriotuberculata* Chal., *L. tubercularipunctata* Chal., *Candona cavis* Mndlstm. и единичных экземпляров видов: *Candona abici* Liv., *C. convexa* Liv., *Liventalina dagadzhikensis* (Mark.), *L. cribrum* (Mark.), *Leptocythere verrucosa* Susin., *L. bicornis* Liv., перешедших из акчагыльского яруса*.

Второй комплекс остракод более богатый, свойственен для среднего подъяруса. Он характеризуется резким увеличением количества экземпляров типично апшеронских видов, появившихся в нижнем подъярусе, и присутствием видов *Leptocythere bacuana* (Liv.), *L. bosqueti* (Liv.), *L. pellucida* (Kul.), *L. caspia* (Liv.), *L. semichatovi* (Mark.), *L. bendovanica* (Liv.), *Loxoconcha gorschkovi* Mndlstm., *Caspicola liventalina* (Evl.), *C. acronasuta* (Liv.), *C. karatengisa* Mndlstm., широко распространенных здесь.

Третий комплекс характерен для верхнего подъяруса апшерона. От среднеапшеронского комплекса он отличается некоторым уменьшением видового состава и количества экземпляров. Представлен он (по данным Л. П. Марковой, 1962) в основном видами, перешедшими из среднего апшерона, и небольшим числом видов, впервые появившихся здесь, таких как *Leptocythere striatocostata* (Schw.), *L. alifani* Mark., *L. nāta* Mark., *L. pellucida* (Kul.), *L. densa* Mark., *L. villosa* (Kul.), *Z. solida* (Kul.), *Loxoconcha romannae* Mark. и др.

Характер развития и расселения юрских и раннемеловых остракод в Среднеазиатской области Тэписа остается еще не выясненным, так как в сущности нет ни одного такого непрерывного разреза, на материале которого можно было бы проследить филогенетическое развитие остракод. Систематика юрских и раннемеловых остракод очень плохо еще разработана, да и сами комплексы юрских и раннемеловых остракод далеко еще не выяснены. Характерная юрская ассоциация остракод юго-востока Средней Азии, в которой не обнаружено ни одного общего с Западной Европой вида, говорит о специфическом характере юрского бассейна и автономном развитии всего комплекса остракод.

Характер филогенетических связей юрских и раннемеловых остракод на границе двух систем также остается не выясненным.

Наиболее древний комплекс валанжин-готеривских остракод, известный в Туаркыре, свидетельствует о тесной связи фауны остракод этих двух ярусов и значительном отличии его от барремского комплекса, в общем очень своеобразного. В барреме появляются многие (Кузнецова, 1961) новые родовые линии остракод, среди которых главное место занимают многочисленные представители подсемейства *Paijenborchellinae*. Вымирают типичные представители рода *Protocythere* (группа *P. triplicata* с настоящим меродонтным замком и редкими изогнутыми передними поровыми каналами. Дальнейшее развитие этой группы в барреме привело к образованию переходного к амфидонтной группе, постеромеродонтного типа замка и появление рода *Postheroprotocythere*. Наличие в барреме Туаркыра и Таджикской депрессии ряда европейских видов указывает на однообразие условий существования остракод в этих бассейнах. Тесная генетическая связь барремского комплекса с аптским устанавливается по многим исследованиям. В раннем барреме начался новый этап образования родов остракод, в связи с чем генетическая общность барремского и аптского комплексов значительно обособляется.

В апте появляются новые виды рода *Parataxodonta*, характерные для альбских

* Виды родов *Candona* присутствуют только в самых низах нижнего апшерона.

и аптских отложений западных районов Туркмении и не проникшие в Таджикскую депрессию.

Сеноманский комплекс остракод имеет значительную генетическую связь с альбским комплексом остракод, хотя в сеномане уже зарождаются новые поздне меловые элементы этой фауны. В это время появляются новые представители типично поздне меловой ветви цитереллид из группы *Cytherelloidea verrucosa* Andreev et Vrons k., зарождаются роды: *Cytherettinella*, *Pterigocythereis*, *Alatocythere*, *Phacorchabdotus* и целый ряд других остракод. Особенно значительное сходство наблюдается в комплексах остракод базальных слоев сеномана и нижележащих отложений альба. Сходство фауны остракод этих горизонтов наблюдается повсеместно в Средней Азии.

Комплекс базальных слоев сеноманского яруса Южной Франции, отлично изображенный Эртли наглядно показывает, что позднеальбские и раннесеноманские ассоциации представляют собой единое целое и только полное исчезновение в сеномане платицитерейсов позволяет отличать эти комплексы. Тот же вывод можно сделать и по данным Мертенса, пытавшегося провести границу между отделами меловой системы в Северо-Западной Германии. Исследования этого автора показывают, что и в данном районе не было значительной смены фауны, на границе раннего и позднего мела, а комплексы остракод отличаются только наличием небольшого числа характерных видов.

Такое близкое генетическое родство позднеальбских и раннесеноманских остракод делает очень затруднительным отбивку границы между нижним и верхним мелом в непрерывных разрезах, со слабой фациальной изменчивостью пород. Наиболее надежную основу для биостратиграфии этого отрезка геологической истории дает изучение филогенеза линии *Protovenia*—*Cytherettinella*. Переход первого рода во второй был связан с переходом постеромеродонтного замка в амфидонтный, что происходило на границе альба и сеномана. Многочисленные раковины цитереттинелл из нижнесеноманских отложений Мангышлака, Туаркыра, Копет-Дага, Заунгузских Каракумов и Таджикской депрессии, имели уже сформировавшийся амфидонтный замок. Значительно более резкие отличия наблюдаются в поздне сеноманском комплексе остракод. Повсеместно на всей исследованной территории Средней Азии этот комплекс имеет свои специфические черты и в видовом отношении сильно обособлен, что, по-видимому, объясняется, с одной стороны, широкой связью сеноманских бассейнов этой области Тэтиса, и с другой стороны, однообразным фациальным составом отложений сеноманского яруса. Повсеместное накопление сравнительно мелководных песчано-глинистых отложений с глауконитом обусловили характерные черты поздне сеноманских остракод Средней Азии.

Значительные изменения в фауне остракод произошли на границе сеномана и турона, где сильно обновился систематический состав остракод. Исчезли многие группы протоцитерин, цитерин, галлиацитеридин, которые пользовались широким распространением в раннем мелу и начали вымирать только в сеномане. Видовой состав сеноманского комплекса также резко отличается от ассоциаций остракод в туронских отложениях.

Фаунистический перерыв, соответствующий времени накопления неблагоприятных для жизни остракод песчаников и детритусовых известняков тагаринской свиты, обусловил почти полное исчезновение поздне сеноманских остракод из области.

Туронская трансгрессия, захватившая весь юго-восток Средней Азии, принесла с собой новые ассоциации нормально морских остракод. С раннего турона начинают развиваться новые генетические линии остракод. Появляются брахицитеры, многочисленные новые виды цитереллид, а также схизоцитеры, сегмины, происходит расцвет цитерурид и появляются другие многочисленные группы остракод, систематическое положение которых пока не установлено. Туронский бассейн заселяют также мигрировавшие из западных областей алатоцитеры и птеригоцитерейсы. Особо богато представлены в туроне представители морских подсемейств циприд, из которых наибольшее распространение получили *Pontocyprrella*, *Pontocypris*, *Paracypris*, *Argil-*

loesia и особенно представители нового рода *Tetisocypris*. Виды этого рода составляют основной элемент туронской фауны не только в Юго-Западной Туркмении и Юго-Западном Таджикистане, откуда они мигрировали в туронский бассейн Ферганы, но и далеко за пределами этих областей в Заунгузских и Юго-Восточных Каракумах. Однако эволюционная консервативность и чрезвычайная способность к адаптации у видов этого рода сильно понижают его биостратиграфическое значение, поэтому очень часто невозможно отличить друг от друга туронских и коньякских представителей этого рода. Одной из самых характерных черт туронских остракод Средней Азии является полное исчезновение рода *Cytherettinella* в его узком понимании, пользующегося широким развитием в сеномане. Развитие этого рода привело к образованию в туроне новой линии остракод, не получившей пока статуса в систематике.

Новый пышный расцвет остракод наступил в коньякском веке, благодаря чему отложения этого яруса в юго-западной части Средней Азии прекрасно маркируются уже только по чрезвычайно обилию остракод в породе. По своей многочисленности и разнообразию этот комплекс не имеет себе равных в отложениях верхнего мела.

Именно начиная с коньякского века намечается сближение общего облика ассоциаций остракод, распространенных в двух типах верхнемеловых осадков Средней Азии — Западном и Восточном — хотя и в этом комплексе сохраняется еще некоторое количество верхнетуронских форм и вновь появляются нижнетуронские рекуренты. Однако появившиеся новые элементы существенно отличают коньякский комплекс от туронского.

Впервые в коньяке появляются многочисленные бейрдиины, представленные родами *Bairdiopillata*, *Bairdia* и *Macrocypris*, мигрировавшие в коньякский бассейн юго-востока Средней Азии из западных и юго-западных областей, где они известны и в верхнем туроне. Очень разнообразно представлены цитереллиды, причем некоторые виды их имеют ясно выраженный половой диморфизм. В коньякском ярусе наблюдается очень резкое увеличение числа вновь появляющихся видов и происходит обновление всего комплекса остракод, достигающее максимума в верхах яруса.

В Таджикской депрессии, там где наблюдается постепенный переход мергелей коньяка в оливково-зеленые глины сantonа, комплекс остракод изменяется также постепенно, что, по-видимому, обуславливается влиянием фациальной среды на биоценозы остракод. В сantonе содержится большое число ксестолеберисов, цитеретинеллоподобных остракод, битоцитереморф, среди которых имеются и некоторые руководящие виды, хотя большинство наблюдающихся в коньяке и сantonе форм принадлежит родам, переходящим из более древних отложений.

Следующий крупный этап в развитии позднемереловых остракод относится к кампан-маастрихтскому времени. Комплексы остракод верхнего сенона в цветной фации, развитой на юго-востоке, и белой фации, развитой на западе, довольно близки друг другу. Массовое появление пайенборхелл, цитерур, битоцитереморф, весений и кост повсеместно отличают отложения верхнего сенона от нижележащих горизонтов сantonского яруса. Характерно, что комплекс кампанских остракод Средней Азии гораздо разнообразнее и многочисленнее одновозрастного комплекса из стратотипического разреза Франции, где он представлен бейрудиями, цитереллами и небогатой ассоциацией трахилеберид. В этом отношении сопоставлять эти два комплекса между собой затруднительно, однако этот же среднеазиатский комплекс кампанских остракод имеет целый ряд общих видов с одновозрастным комплексом Англии, Юго-Восточной Германии, где также впервые появляется род *Paijenborchella*.

В маастрихте западных и восточных областей Средней Азии комплекс остракод также более или менее однотипен, несколько отличается он от одновозрастного комплекса известного в геосинклинальной области (Копет-Даг). Отличительной чертой этого последнего является бедный систематический состав, представленный обычно большим количеством цитеридейд. Маастрихтские остракоды центральной и юго-восточной части Туркмении так же разнообразны и многочисленны, как и кампанские, а генетические связи между ними очень тесные. Это по существу одна и та же ассоциация, в которой самые молодые формы имеют уже ясно выраженные палеогено-

вые черты. Особенно ярко эти черты проявляются на трахилеберидях, в числе которых появляются роды *Hermanites*, *Quadracythere*, *Leguminocythereis*, *Trachyleberidea*. Первые представители этих родов встречаются еще и в кампане. Наконец, в маастрихте резко сокращается количество цитереллид, которые почти не встречаются в вышележащих отложениях датского яруса, где были найдены только редкие *Krithe* и *Argilloecia*.

Комплексы остракод из отложений верхнего мела и палеогена Средней Азии резко различаются между собой. Появление в бухарское время новых видов, указывает на значительное физико-географическое изменение, происшедшее на границе этих систем. Образование мощных гипсов в подошве бухарских слоев свидетельствует о ненормальном солевом спектре бассейна, в результате чего произошло вымирание меловой фауны.

Наиболее благоприятные условия для развития остракод наступили в северо-восточной части Таджикской депрессии, где в мергельном горизонте комплекс остракод становился многочисленным. В сузакское время в палеогеновом бассейне происходит новое существенное видообразование, наблюдавшееся главным образом среди родов *Trachyleberis*, *Loxoconcha*, *Cytheridea* и некоторых других, вызванное наступившей трансгрессией из юго-западной части Средней Азии. Именно в сузакское время складываются характерные черты палеогенового комплекса остракод, известного для Центрального и Восточного Копет-Дага, Таджикской депрессии, Бухары, Гиссарско-Зеравшанской горной системы и Ферганской долины.

В риштанское время в восточных областях Средней Азии имело место широкое развитие лагун, вследствие чего морской комплекс остракод резко сокращается.

В исфаринское время начинается снова развитие типичного морского комплекса остракод, который становится многочисленным в родовом и видовом отношении в ханабадское и сумсарское время. В конце сумсарского времени этот комплекс остракод вымирает, в связи с наступлением обмеления и опреснения палеогенового бассейна.

Начавшаяся в конце палеогена регрессия достигает своего максимума в начале миоцена. Море в связи с этим почти полностью покидает территорию Средней Азии. Об этом свидетельствует отсутствие в пределах данного региона морских осадков нижнего миоцена (аквитанского и бурдигальского ярусов). Возможно, морские условия сохранились в крайних юго-западных областях (Юго-Западный Копет-Даг), где между отложениями нижнего олигоцена и среднего миоцена залегают темные глины майкопской свиты, по возрасту относящиеся к среднему — верхнему олигоцену и, возможно, к нижнему миоцену. Однако отсутствие фауны в отложениях майкопа не позволяет выяснить этот вопрос.

Следующая небольшая трансгрессия происходила в начале среднего миоцена (в тарханское время) и охватила только крайние юго-западные области Средней Азии (Юго-Западный Копет-Даг, Красноводский полуостров и, возможно, Западно-Туркменскую низменность). В результате этой трансгрессии в тарханском бассейне Юго-Западной Туркмении некоторое развитие получили стеногалинные представители остракод *Cytheridea*, *Cytheretta*, *Cytheropteron*, *Cytherura* и некоторые виды рода *Loxoconcha* и *Trachyleberis*.

Однако эта кратковременная связь тарханского бассейна Средней Азии с нормальными морями запада быстро прекращается, в результате чего мелководный тарханский бассейн, имевший ограниченную площадь распространения в юго-западной части Туркмении, начинает слегка опресняться. В связи с этим в конце тарханского и в начале чокракского времени полностью исчезают представители таких морских родов, как *Cytheridea*, *Clithrocytheridea*, *Cytheretta*, *Eocytheropteron*, *Cytheropteron* и *Krithe*, относящиеся к семейству *Cytheridea*. Представители же собственно морских остракод, принадлежащие к семействам *Bairdiidae* и *Cytherellidae*, а также некоторые морские роды из семейства *Cytheridae*, такие как *Argilloecia* и *Paracypris*, в пределах Средней Азии исчезают уже в конце олигоцена. К наступившим в конце тарханского и в начале чокракского века новым условиям приспосабливаются лишь

некоторые виды морских родов *Trachyleberis* и *Loxoconcha*, которые широкое развитие получают, начиная с чокракского времени. В чокракском бассейне Туркмении пышное развитие получают также и виды солоноватоводного рода *Leptocythere*, представители которого почти отсутствовали в палеогене Средней Азии.

В караганском бассейне запада Средней Азии в связи с ещё большим понижением солёности бассейна могли развиваться только солоноватоводные представители рода *Loxoconcha* и частично *Leptocythere*.

В первой половине конкского времени (время образования эрвилиевых и фолладовых слоёв) почти полностью исчезают виды родов *Leptocythere*, *Loxoconcha* и *Trachyleberis* и исключительное развитие получает один только вид рода *Cytheroïs* (*C. gracilis* Sch n.).

Во второй половине конка (время образования сартаган-веселянских слоёв) в Туркменский залив конкского бассейна проникают некоторые стеногалинные представители остракод (виды рода *Cytheridea*), которые, однако, быстро вымирают, не получив здесь большого развития.

В конце конка заметное распространение получают также и солоноватоводные представители родов *Trachyleberis*, *Loxoconcha*, *Xestoleberis* и виды рода *Leptocythere*, которые пышное развитие получают, начиная с сарматского времени.

Такой родовой состав почти без изменения сохраняется до конца миоценовой эпохи.

Следующее изменение в родовом составе остракод происходит на границе миоцена и плиоцена. Об этом свидетельствует небольшой комплекс остракод, встреченный из понтических отложений Западно-Туркменской низменности, состоящий из видов родов *Pontoniella*, *Caspiocypris*, *Caspiolla* и *Candona*, почти отсутствовавших в миоцене описываемого региона, и из единичных видов родов *Leptocythere*, *Xestoleberis*, *Cytherura* и *Loxoconcha*, хорошо связанных с миоценовыми видами этих родов.

Подробный анализ всех изменений, происходивших в комплексе остракод в конце миоцена и в начале плиоцена, затрудняется тем, что в пределах Средней Азии отложения мезотического и понтического ярусов встречены на ограниченной площади и общие комплексы остракод этих отложений пока еще полностью не установлены.

В среднеплиоценовое время происходит наибольшее обмеление и опреснение Каспийского бассейна, возникают полуконтинентальные отложения красноцветной свиты, распространенные в Западно-Туркменской низменности. Из состава остракод почти исчезают типичные солоноватоводные представители *Cypridae* и *Cytheridae* и получают развитие главным образом более молодые по происхождению циприды, относящиеся к родам *Ilyocypris*, *Eucypris*, *Cyprirnotus*, *Cypria*, *Cyclocypris*, *Candona*, *Candoniella* и др.

Из семейства *Cytheridea* здесь удерживаются лишь немногочисленные виды рода *Limnocythere* и в самых низах встречаются единичные виды рода *Leptocythere* и *Loxoconcha*. Более устойчивое распространение имеют здесь представители эвригалинного рода *Cyprideis* и пресноводного рода *Darwinula*.

Заметная трансгрессия, происходившая в верхнем плиоцене, вызвала очень широкое расселение и развитие солоноватоводных остракод из семейств *Cypridae* и *Cytheridae*. В частности, из состава семейства *Cypridae* пышное развитие получают виды родов *Candona*, *Candoniella*, *Caspiocypris*, *Caspiolla*, *Caspiollina*, *Rectocypris* и единичные виды родов *Ilyocypris* и *Cypris*. Из семейства *Cytheridae* широкое развитие получают виды родов *Leptocythere*, *Loxoconcha*, *Trachyleberis*, *Cytherissa*, *Cyprideis* и *Limnocythere*. Значительное изменение видового состава остракод происходит и между ачкагыльским и апшеронским ярусами.

Выводы

1. Изучение остракод в Средней Азии началось недавно, но уже известны многочисленные их находки в мезозойских и кайнозойских отложениях во многих районах, причем в количественном отношении они иногда превосходят фораминиферы.

2. Остракоды неравномерно распространены по разрезу и по площади. Наиболее хорошо охарактеризованы остракодами меловые и палеогеновые отложения юго-востока Средней Азии и неогеновые осадки Западной Туркмении.

3. Встречаясь почти во всех типах осадков, остракоды являются биоминеральной важной группой ископаемых, позволяющей судить об условиях образования осадков, а также коррелировать морские, лагунные и континентальные толщи.

4. На данном этапе изученности мезозойские и кайнозойские остракоды могут с успехом применяться для биостратиграфии главным образом местных областей, так как недостаточно разработанная их систематика не позволяет еще в полной мере использовать эту группу для детализации региональной стратиграфической шкалы в пределах всей Средней Азии и увязки ее со шкалой стратотипических областей.

M. I. MANDELSHTAM,
YU. N. ANDREEV,
T. R. ROZYEVA

BIOSTRATIGRAPHICAL SIGNIFICANCE OF OSTRACODA FOR THE DIFFERENTIATION OF MESOZOIC AND CENOZOIC STRATA IN THE MIDDLE ASIATIC REGION OF TETHYS

Abstract

Quite a number of diverse Ostracoda complexes are widely known from the Mesozoic and Cenozoic strata in Turkmenistan, Tajik Depression and Fergana being widespread in these areas.

Ostracoda remnants reveal to be similarly abundant in the marine sediments of the Middle and Upper Jurassic, Lower and Upper Cretaceous, Paleogene and Neogene, while they seldom occur in the continental and lagoonal sediments of Jurassic, Neocomian and in the Neogene molasses. Many endemic forms and species, which have migrated from the Africa-Syrian and Mediterranean provinces appear to have been successfully developing within the area described. In the South-East Turkmenistan, Tajik depression and Fergana local species do actually predominate. Genera and species known to be largely extended in the Central and East regions of Tethys prove to play an important part in the western parts of Turkmenistan.

Biostratigraphical significance of Ostracoda is of great value, since it allows to correlate and differentiate the Mesozoic and Cenozoic Strata either within one single area, or in far distanced sequences composed of the same age deposits.

The guide ostracoda complexes have been recognized presently for every important stratigraphic unit of the area described.

ЛИТЕРАТУРА

- Кузнецова З. В. Остракоды меловых отложений северо-восточного Азербайджана и их стратиграфическое значение. Баку, Азернешр. 1961.
- Мандельштам М. И. Остракоды из отложений палеогена Средней Азии. Микрофауна СССР. Сб. X, Гостехиздат, 1959.
- Маркова Л. П. К стратиграфии меловых отложений Изат-Кули. Изв. АН ТССР, № 5, 1957.
- Мандельштам М. И., Шнейдер Г. Ф. Ископаемые остракоды СССР. Семейство Cypridae. Тр. ВНИГРИ. Гостехиздат, 1963.
- Мандельштам М. И., Маркова Л. П., Розьева Т. Р., Степанайтыс Н. Е. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Туркменистана. Изд. АН ТССР, 1962.
- Mertens E. Zur grenzziehung Alb (Cenoman in Nordwestdeutschland mit Hilfe von ostracoden Geol. Jb., bd. 72. 1956.
- Основы палеонтологии. Членистоногие, трилобитообразные и ракообразные. Госгеолтехиздат, 1960.
- Розьева Т. Р. Остракоды из отложений палеогена Туркменистана. Изд. АН ТССР, 1962.

ВОПРОСЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТУРАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТУРКМЕНИСТАНА

В статье рассмотрены вопросы тектонического районирования территории, лежащей между линией Мангышлак-Султануиздаг-Гиссарский хребет и государственной границей СССР. Западной границей служит побережье Каспийского моря.

Геологическое строение большей части рассматриваемого региона скрыто от непосредственного наблюдения более или менее мощным плащом почти горизонтально залегающих неоген-четвертичных отложений, поэтому его изучение стало возможным лишь в результате большого объема комплексных геолого-геофизических исследований и бурения, проведенных в последние несколько лет. Первое обобщение полученных материалов было выполнено Ю. Н. Годиным и опубликовано в ряде его работ (1957, 1959 и др.), а также в совместной работе (Годин, Луппов и др., 1958). Однако за последние два-три года проведены некоторые обобщающие и частные работы, позволяющие по-новому подойти к решению вопросов тектонического районирования, заново рассмотреть ряд проблем, уточнить и конкретизировать отдельные построения.

Статья не претендует на полное и окончательное освещение затрагиваемых вопросов — в ней изложены лишь некоторые направления и аспекты их решения. Материалом для нее послужили результаты геолого-геофизических исследований, проведенных различными организациями и прежде всего Управлением геологии и охраны недр при СМ ТССР, бывшим трестом „Средазнефтегеофизика“, буровыми организациями объединения „Туркменнефть“, а также научно-исследовательскими институтами. Использованы опубликованная литература и многочисленные отчеты о геолого-геофизических работах.

Основой тектонического районирования крупных территорий являются данные о их глубинном строении и истории геологического развития. Поэтому необходимо рассмотреть весь комплекс материалов и выделить как общие, так и отличительные черты каждого региона, выяснить сходство и различие их. Поскольку строение различных частей земной коры изучают разными методами, необходимо более или менее однозначно интерпретировать эти данные, чтобы получить сравнимый материал. Можно выделить три группы фактов: 1) данные непосредственного геологического исследования в обнаженных районах, 2) результаты бурения, 3) данные геофизических методов разведки. Если некоторые районы (Копет-Даг, Малый и Большой Балханы, Туаркыр, юго-западные отроги Гиссара) достаточно хорошо обнажены и со-

ответственно полно изучены методами геологической съемки, то большая часть рассматриваемой территории (Западно-Туркменская низменность и огромная площадь Каракумов) сплошь покрыта неоген-антропогеновыми осадками, скрывающими строение глубинных частей разреза. В последнем случае геологическое изучение базируется главным образом на геофизических методах разведки и сравнительно небольшом объеме бурения. Поэтому для закрытых территорий решающее значение имеет методика геофизических исследований и их интерпретации.

Сказанное определяет наиболее правильный подход к вопросам геотектонического районирования. Он состоит в комплексной интерпретации совокупности фактов, полученных как в результате непосредственного изучения региона, так и анализа данных о глубинном его строении и прежде всего — геофизических полей. Исходя из высказанных положений можно наметить основные критерии геотектонического районирования рассматриваемой территории:

- 1) характер гравитационного и геомагнитного полей,
- 2) мощность осадочных толщ, ее изменение и литологический состав пород,
- 3) степень дислоцированности осадочного чехла и характер дислокаций.

Геологическое истолкование характера геофизических полей

Вопросы геологической интерпретации материалов комплексных геофизических исследований в рассматриваемом регионе были блестяще разработаны на протяжении ряда лет Ю. Н. Годининым и изложены в его докторской диссертации, а также в ряде статей (1957, 1959, 1960 и др.). На этой основе им было дано тектоническое районирование, которое в своих основных чертах соответствует современным представлениям.

Как показал Ю. Н. Годин, для регионального геологического районирования крупных территорий необходимо: а) выяснить по совокупности данных аэромагнитных и гравиметрических съемок и региональных сейсмических работ структуру поверхности фундамента; б) построить серию структурных карт по различным стратиграфическим горизонтам осадочного комплекса; в) выявить зоны тектонических швов — глубинных разломов; г) установить основные закономерности и генетические связи между особенностями глубинного строения, структурой фундамента и характером тектоники осадочных пород. В пределах платформы доминирующее влияние на характер аномального гравитационного поля оказывают два фактора — рельеф поверхности фундамента и характер его неоднородности, причем последняя проявляется главным образом в областях с мозаичным полем и в зонах полосовых аномалий. В областях глубокого залегания фундамента, в районах, тяготеющих к Копет-Дагу и Большому Балхану, основное влияние на гравитационное поле оказывает поверхность мезозоя. На крайнем юго-востоке и юго-западе, где развиты очень мощные толщи кайнозойских сравнительно рыхлых отложений, существенное значение приобретает глубинный фактор (положение „базальтового“ слоя и подошвы земной коры), так как влияние палеозоя и мезозоя стирается обратным влиянием верхнего структурного этажа.

В соответствии со сказанным, учитывая также полученные на протяжении последних нескольких лет данные, можно считать, что между характером аномального поля силы тяжести и глубиной залегания палеозойского комплекса существует прямая связь: зоны минимумов на платформе можно рассматривать как области погружения палеозоя, а зоны относительных и тем более абсолютных максимумов — как области приподнятого его залегания. Соответственно зоны крупных градиентов поля представляются тектоническими ступенями, по которым произошло относительное перемещение отдельных блоков фундамента. Что касается узких полосовых аномалий, то они, вероятно, представляют собой разломы, по которым происходили внедрения магмы более основного состава, о чем свидетельствуют также и сопряженные аномалии геомагнитного поля. Геомагнитные аномалии показывают неоднородность

фундамента и главным образом — наличие крупных интрузий, причем наиболее значительные аномалии обусловлены, видимо, основными породами.

Комплексное изучение геофизических, геологических и геоморфологических данных позволяет высказать предположение о том, что совокупность линейных аномалий гравитационного и магнитного полей можно принять за доказательство существования глубинного разлома, то есть мобильной зоны верхней мантии, движение вещества в которой находит свое отражение в возникновении линейamentов в земной коре, включая и осадочный чехол. Зоны градиентов поля силы тяжести, не сопровождаемые магнитными аномалиями, вероятно, представляют собой разломы фундамента, не выходящие за пределы коры.

Принимая такое геологическое толкование линейных элементов аномальных полей, подтвержденное сейсморазведкой и бурением, и учитывая ранее приведенные представления о соответствии характера поля силы тяжести глубине залегания фундамента в центральных районах платформы и глубине залегания мезозоя в периферийных ее частях, можно считать обоснованным предположение о блоковом строении фундамента и о том, что основные блоки ограничены разломами различного характера. С другой стороны, по тем же данным можно выделить и относительно опущенные или приподнятые блоки фундамента, на которых в дальнейшем развились тектонические элементы осадочного чехла типа прогибов и сводовых или валообразных поднятий.

Имея в виду вероятность отражения глубинного строения в характере геофизических полей и придавая, таким образом, геологический смысл аномалиям различного характера, мы должны положить в основу геотектонического районирования большей части территории именно анализ данных региональных геофизических исследований, широко используя вместе с тем и геологические данные. Учитывая, что граница между областью интенсивных альпийских движений и эпигерцинской платформой определена прежде всего глубинными процессами, проводить границу между этими областями следует также с учетом характера геофизических полей, так как вдоль нее следует ожидать наибольшую их дифференциацию. К сожалению, такой подход неприемлем при изучении горноскладчатых районов Копет-Дага, в которых не проведены еще гравитационная и аэромагнитная съемки.

Мощность и литофациальный состав осадков

На рассматриваемой территории распространены отложения юрской, меловой систем и кайнозоя. Они представлены разнообразными породами; мощность отдельных стратиграфических комплексов меняется в широких пределах. О строении более древних комплексов данных мало, однако известно, что допермские породы входят в состав фундамента платформы, а пермские и триасовые слагают промежуточный структурно-фациальный этаж, так как образованы во время пенепленизации горноскладчатой страны, сформированной в результате герцинского тектонического этапа. Характер распространения пермских и триасовых отложений изучен очень слабо. Можно по некоторым косвенным данным предполагать, что, кроме Туаркыра и Мангышлака, где они обнажены и представлены континентальными отложениями типа моласс и частично (в нижнем триасе) морскими породами, они развиты в прогибах, занимая наиболее погруженные их участки.

Юрские отложения распространены почти повсеместно. Только в Прикарабагазье они отсутствуют и неокоем залегает на палеозойском комплексе. На большей северной части территории нижняя и средняя юра представлена главным образом континентальными отложениями и только в верхней части средней юры появляются морские. Тот же характер разреза сохраняется и в юго-западных отрогах Гиссара. На Большом Балхане юра состоит из морских пород. Верхнеюрские отложения в северных районах представлены только нижними ярусами, тогда как верхние либо не отлагались, либо размыты. В юго-восточных районах (среднее течение Аму-Дарьи и далее на юго-восток) верхняя юра представлена двумя толщами: известняковой и со-

ляно-гипсовой; самая верхняя часть разреза, известная под названием карабийской свиты и относимая некоторыми¹ исследователями к неокому, представлена красноцветными загипсованными породами. В Копет-Даге известны только отложения верхней юры — известняково-доломитовая толща оксфорда; о более низких и вышележащих частях юрского разреза в настоящее время данных нет.

Мощность средней и верхней юры на Большом Балхане превышает 4000 м, из которых 3000 м приходится на доггер, в Копет-Даге только оксфорд превышает 900 м, в юго-западных отрогах Гиссара общая мощность юры несколько более 2000 м, на Туаркыре — около 1000 м, в Центральных Каракумах — до 500 м.

В меловой период палеогеографическая обстановка также довольно резко менялась как по площади, так и во времени. Неоком в северной и юго-восточной частях территории представлен континентальными, мелководными морскими и лагунными отложениями, и только в Копет-Даге имеют место мощные толщи морского происхождения (известняки, мергели, реже — песчаники). Мощность неомских отложений меняется в очень широких пределах, в Центральных Каракумах она около 180 м, на Туаркыре до 130 м, на южном крыле Большого Балхана около 500 м (без верхнего баррема), на северном крыле около 550 м, в Западном Копет-Даге более 900 м, в Центральном Копет-Даге более 1100 м, на Фарабе 320 м, в Гаурдак-Кугитангском районе — 400—500 м, в районе Мары более 750 м.

Аптский ярус сложен преимущественно песчано-глинистыми морскими отложениями, местами — с прослоями известняков. Близкий состав имеют и отложения альба, они еще более песчанisty в западной половине территории, а на востоке представлены глинами. Мощность апта в равнинной части увеличивается с востока на запад — от 40 — 50 м на Фарабе и Керки-Даге до 300 м в Центральных Каракумах и до 350 м на Туаркыре, на Большом Балхане она превышает 400 м, а в Западном Копет-Даге превышает 1100 м, а в Центральном — 600—700 м. Мощность альба в равнинной части 300—400 м, на северном крыле Большого Балхана — 450 м, в Копет-Даге более 800 м.

Сеноманский ярус, как и апт-альб, состоит из терригенных морских отложений — песков, алевролитов и глин. Мощность их в Прикарабогазье 40 — 70 м, в Центральных Каракумах — 100—130 м, на востоке (вдоль среднего течения Аму-Дарьи) — 200 — 260 м, в Западном Копет-Даге — до 800 м в Центральном — 300—400 м, на Большом Балхане — 300 м.

Туронские отложения представлены в западной части (Туаркыр, Прикарабогазье, Западный Копет-Даг) известняково-мергельными породами, на больших площадях размыты и имеют мощность 20 — 30 м. В Центральных Каракумах большая часть разреза представлена алевролитами, и только верхи его сложены мергелями. Мощность здесь превышает 200 м. В юго-восточных районах мощность туронских отложений также превышает 250 м, но преобладают в разрезе глины.

Сенонские отложения западных районов характеризуются известково-мергельным составом, восточных — глинисто-алевролитовым. Мощность в Прикарабогазье и Центральных Каракумах 100 — 200 м, на Большом Балхане 200 м, в Копет-Даге 600 — 900 м, вверх по Аму-Дарье от Питняка до Керки мощность увеличивается от 200 до 600 м, в районе Кушки — 800 м.

Датский ярус в западных и центральных районах образует единую толщу с палеоценом, и разделить их пока в большинстве случаев не удастся; литологически они представлены теми же породами, что и сенон. Мощность в западных районах меняется от нескольких метров в Центральных Каракумах до 50 м в Прикарабогазье. В Большом Балхане и Копет-Даге она достигает местами 200 м, а в других случаях измеряется первыми десятками метров. В восточных районах не всегда можно отделить даний от маастрихта и от палеоцена, а так как дат-палеоцен представлен глинами, не содержащими палеонтологических остатков, иногда трудно решить вопрос даже о наличии или отсутствии датских отложений.

Эоценовые отложения представлены преимущественно глинистыми породами. Мощность нижнего эоцена измеряется в западной половине территории первыми де-

сятками метров, а на востоке возрастает до 170 м. В Копет-Даге она изменяется от 100 до 500 м. Средне- и верхнеэоценовые отложения имеют большую мощность: в равнинных районах она составляет 200 — 300 м, в Западном Копет-Даге — 1800 м, в Центральном — 600—800 м.

Олигоцен и неоген характеризуются воздыманием значительной части территории, приведшим к установлению континентального режима. Только в западной части сохранились морские условия, да и то с признаками довольно сильного влияния континента. Копет-Даг превратился в горную страну, а вдоль него с севера образовался предгорный прогиб. Темп погружения здесь был, однако, невелик по сравнению с территорией современной Западно-Туркменской низменности, где за неогеновое и антропогеновое время накопились толщи осадочных пород мощностью свыше 8000 м.

Приведенные данные о мощности осадочных комплексов разного возраста, показывают, что на рассматриваемой территории на протяжении мезозоя и кайнозоя имела место довольно сложная картина колебательных движений. В юрское время очень большая скорость накопления осадков была в районе Большого Балхана и в Копет-Даге. В последующие этапы мелового и палеогенового времени только районы Копет-Дага отличаются особенно большой мощностью накопившихся осадков. Для неокома промежуточное значение имеет мощность в районах Гаурдака — Кугитанга и Большого Балхана. В неогене резко обособилась Западно-Туркменская низменность, где темп погружения был исключительно велик (по мнению С. Чамо, мощность одного только кайнозоя превышает 10 тыс. м). Таким образом, областью длительного прогибания в течение мезозоя и палеогена был Копет-Даг, а в неогене еще более интенсивно продолжала прогибаться Западно-Туркменская низменность (надо полагать, что в течение мезозоя она прогибалась с той же скоростью, что и Копет-Даг).

Характер разреза •одновозрастных отложений меняется в основном с востока на запад, а в меридиональном направлении эти изменения менее существенны.

Характер тектонических движений и их интенсивность

В пределах рассматриваемой территории совершенно отчетливо выделяются две основные группы районов — равнинные и горные. К первым относятся Копет-Даг, Большой и Малый Балханы, юго-западные отроги Гиссарского хребта, ко вторым — огромная территория Каракумов и Западно-Туркменская низменность. Промежуточное положение занимают всхолмленные возвышенности Карабиля и Бадхыза на крайнем юге и Туаркыр на северо-западе. Распределение форм рельефа отражает разницу характера движений в неоген-антропогеновое время.

Горноскладчатые районы Копет-Дага имеют высотные отметки более 3000 м, Большой Балхан — 1880, Кугитанг-Тау более 3100. Если учесть, что в наиболее высоких частях Копет-Дага и Большого Балхана обнажен неоком, а в Кугитанге — оксфорд-кимеридж, станет ясно, что вертикальные движения имели еще больший размах. Все эти районы достаточно интенсивно дислоцированы. Здесь имеют место крупные сложно построенные складки, антиклинории, синклинальные системы. Местами пласты поставлены на голову и даже запрокинуты. Достаточно характерны разрывные нарушения с горизонтальным смещением блоков. В пределах крупных структур часто развиты вторичные осложнения как плективного, так и дизъюнктивного характера. Сложно дислоцирован и осадочный комплекс в Западно-Туркменской низменности, хотя разные ее части существенно отличаются друг от друга. Для всех зон здесь характерна очень высокая подвижность, проявившаяся в большой мощности осадков, очень сильной дизъюнктивной дислокации, большой амплитуде смещения по сбросам, возникновении грязевых вулканов. Следует подчеркнуть, что в Копет-Даге и в Западно-Туркменской низменности в плиоцене и антропогене имели место контрастные движения большой интенсивности (воздымания в Копет-Даге и погружения в низменности). Ни в каком другом районе Туркмении столь интенсивных по суммарной амплитуде движений не было.

Остальные равнинные районы построены сравнительно просто. Выявленные в результате комплексных исследований многочисленные складки имеют очень пологие крылья, наклон которых измеряется десятками минут или единицами градусов. Нередко это — флексуры, образованные над разломами палеозойского фундамента. Выделяются очень крупные валообразные поднятия, протяженность которых измеряется иногда сотнями километров, и столь же крупные сводовые поднятия.

Таким образом, по степени подвижности и характеру дислокации на рассматриваемой территории можно выделить два наиболее крупных геотектонических элемента: первый включает области, характеризующиеся в течение альпийского тектонического этапа движениями небольшой амплитуды, второй — области, где осадочный комплекс имеет очень большую мощность, в несколько раз большую, чем в первом, и интенсивно дислоцирован. Кроме того, некоторые районы имеют промежуточную характеристику — интенсивность неоген-антропогенных движений велика, тогда как мощность осадочных комплексов равна или незначительно превышает мощность в равнинных районах.

Основные геоструктурные элементы

Тектоническое районирование рассматриваемой территории, как было сказано, проведено Ю. Н. Годиным в основном по данным геофизических методов разведки, затем — большим коллективом геологов и геофизиков под руководством Г. Х. Дикенштейна. Вопросы тектонического районирования освещены и в работах многих других авторов. В результате были составлены карты основных структурных элементов и тектонические карты. Однако в этих работах имеют место спорные моменты в толковании отдельных структурных комплексов.

В пределах рассматриваемой территории по совокупности признаков можно выделить четыре геоструктурных комплекса первого порядка: эпигерцинскую платформу, альпийскую миогеосинклинали, разделяющую их краевую систему и эпиплатформенную орогеническую область.

Северная часть территории, охватывающая Красноводский полуостров, Прикаракумье, Заунгузские Каракумы, северную часть Низменных и Юго-Восточных Каракумов, должна быть отнесена к эпигерцинской платформе по всей совокупности признаков. Юго-западная часть, включающая Западно-Туркменскую низменность, Копет-Даг, Горный Бадхыз, является частью альпийской геосинклинали; к этой территории применимо понятие миогеосинклинали. К северу от Копет-Дага протягивается краевой прогиб, совершенно типичный по своей морфологии и истории геологического развития. Геотектоническая принадлежность перечисленных областей не вызывает споров среди исследователей. В настоящее время большинство исследователей относит юго-западные отроги Гиссара к эпиплатформенной орогенической области. Что касается положения Большого Балхана и Куба-Дага, а также южной части Юго-Восточных Каракумов (междуречья Теджена—Мургаба и Мургаба—Аму-Дарьи), то эти вопросы еще не решены однозначно. Неясен также вопрос о границе Копет-Дага и Предкопетдагского прогиба. Наконец, представляет интерес и характер сочленения складчатой системы Копет-Дага с Юго-Восточными Каракумами. В статье описаны главным образом районы, тектоническое положение которых представляется спорным. Остальные районы будут рассмотрены очень кратко.

Эпигерцинская платформа. Территория Каракумов вместе с расположенными к западу районами Туаркыра составляет южную часть обширной эпигерцинской Туранской плиты. В последние годы ее обычно именуют Каракумской платформой. С севера она ограничена линеементам, состоящим из горноскладчатого комплекса Мангышлака, Центрально-Устюртского валообразного поднятия и Айбугирского поднятия. Все эти тектонические элементы, разнородные по истории развития и морфологии структур, объединяются они приуроченностью к одной зоне интенсивных линейных максимумов силы тяжести и геомагнитного поля с неглубоким залеганием палеозой-

нских пород, слагающих фундамент платформы (глубина—первые сотни метров). Далее а юго-востоке продолжением указанного линеймента, по всей вероятности, являются Султануиз-Даг, Кульджук-Тау и структурные линии Гиссара. Как было указано в некоторых работах, все они расположены вдоль глубинного разлома, уходящего на северо-западе к кряжу Карпинского, а на юго-востоке — в Тянь-Шань. В общем это — огромная ступень, южное крыло которой значительно опущено относительно северного.

Глубина залегания фундамента увеличивается в общем с севера и северо-востока на юг и юго-запад: если на Туаркыре, Мангышлаке, Султануиз-Даге, в Кизылкумах ниже-среднепалеозойские и пермотриасовые отложения обнажены, то в Прикарабогазье и Центральных Каракумах магматические породы вскрыты на глубинах соответственно 1016 — 1170 м и 1592 — 1800 м, а в предгорных прогибах они погружены, видимо, до 10 000 м; отчетливо выделяются области преимущественно приподнятого и опущенного залегания палеозоя.

Фундамент платформы состоит из отдельных блоков, разделенных разломами разных масштабов и глубины залегания. Некоторые из них, рассекая фундамент, не распространяются в осадочный чехол, а только вызывают формирование в нем отраженных флексурообразных складок, другие затрагивают вышележащие комплексы, третьи обладают свойствами глубинных разломов, отчетливо видны на картах геофизических полей и разделяют области с существенно различными условиями геологического развития.

Крупнейшим тектоническим элементом платформы является выделенная Ю. Н. Годиным (1959) Центрально-Туркменская область поднятия фундамента, обрамленная системой прогибов. К ней отнесены Карабогазский и Центрально-Каракумский своды и разделяющая их Туаркыр-Карашорская зона линейных поднятий. Она отделена с севера от Мангышлак-Султануиздагской зоны приподнятого залегания палеозоя Северо-Туркменской системой прогибов, включающей Южно-Мангышлакский, Южно-Устюртский (Ассакауданский) и Дарьялык-Дауданский прогибы. В прогибах палеозой залегает сравнительно неглубоко (4 — 5 тыс. м), хотя в некоторых районах, судя по имеющимся отрывочным данным, фундамент залегает на глубине более 10 000 м (эти районы тяготеют к Мангышлаку и большая мощность объясняется, видимо, присутствием верхнепермско-триасовых отложений). Прогибы отделены друг от друга структурными перегибками. Далее по простиранию протягивается по левобережью Аму-Дарьи Заунгузский прогиб, где, по данным сейсморазведки и гравиметрии, глубина погружения фундамента 4 — 5 км, причем результаты региональных профилей КМПВ позволяют предположить здесь наличие довольно мощного промежуточного (пермотриасового) комплекса. Заунгузский прогиб отделен от выступов палеозоя Центральных Кизылкумов системой тектонических ступеней, а не примыкает к ним непосредственно, подобно северным прогибам; в юго-восточном направлении он переходит в Мургабскую впадину.

От Центрально-Туркменской области поднятий фундамент платформы погружается на юг. Здесь расположены разнородные тектонические элементы. Карабогазский свод отделен от Большого Балхана узким и неглубоким Северо-Балханским прогибом, открывающимся на восток в сторону Предкопетдагского прогиба. По соображениям, которые будут изложены ниже, Северо-Балханский прогиб отнесен к области эпигерцинской платформы. Между Центрально-Каракумским сводом и Предкопетдагским прогибом протягивается обширная моноклиналь, ширина которой 70 — 80 км. Она занимает северную часть Низменных Каракумов.

Отнесение перечисленных структурных элементов (за исключением Северо-Балханского прогиба) к эпигерцинской платформе не вызывает возражений.

Одним из очень сложных вопросов представляется тектоническое районирование юго-восточной части Туркмении. Эта область почти повсеместно покрыта плащом горизонтально залегающих континентальных неоген-антропогенных отложений, маскирующих структуру более глубоких частей разреза. Данных бурения здесь очень мало, территория пересечена отдельными региональными геофизическими профилями.

ми; геологическое строение расположенных южнее районов Северного Афганистана изучено слабо.

Л. Н. Смирнов (1957) отнес всю территорию, расположенную, грубо говоря, южнее Иолотани и названную им Мургабской впадиной, к Южно-Туркменской краевой системе. Эта точка зрения нашла подтверждение и в некоторых более поздних работах (Г. И. Амурский, Д. М. Мильтштейн и Л. Н. Смирнов, 1961). Однако данные о строении Северного Афганистана ставят под сомнение представление о принадлежности Бенд-и-Туркестана и северных предгорий Паропамиза к альпийской геосинклинальной области, так как характер разреза и мощность отдельных стратиграфических комплексов мезозоя здесь примерно те же, что и в платформенных районах. Вероятно, эти районы ближе к юго-западным отрогам Гиссара, то есть представляют эпиплатформенную орогеническую область.

Междуречье Теджена и Мургаба отделено от Копет-Дага глубинным разломом (А. А. Борисов, 1959), что довольно отчетливо проявляется в характере гравитационного поля: междуречье отличается более высокими значениями силы тяжести, чем районы Копет-Дага и расположенные восточнее районы Юго-Восточных Каракумов. А. А. Борисов полагает, что этот разлом обусловил затухание копетдагской складчатости и замыкание Предкопетдагского прогиба на востоке. Создается впечатление, что Теджен-Мургабское междуречье представляет обособленный и довольно стабильный тектонический блок. Как показал региональный сейсмический профиль, здесь неглубоко залегает палеозойский фундамент. Вдоль Мургаба протягивается крупный разлом, по которому опущен район междуречья Мургаба и Аму-Дарьи — южная часть Юго-Восточных Каракумов. Этот район, представляющий в соответствии с приведенными выше соображениями внутриплатформенную впадину, характеризуется тем не менее большой глубиной залегания палеозойского фундамента (8 — 10 тыс. м) и соответственно большой мощностью платформенного чехла. Внутреннее строение впадины пока изучено довольно слабо.

На северо-востоке палеозойский фундамент ступенчато воздымается в сторону Тянь-Шаня. Здесь границу впадины можно провести по разлому, проходящему от Келифского Узбоя на северо-запад (Келиф-Репетек-Чешминская зона разломов).

Район, расположенный между Келифским Узбоем и Аму-Дарьей, построен довольно сложно: здесь сочетаются крупные разрывные нарушения, рассекающие палеозойский фундамент, складчатые структуры северо-восточного простиранья (по существу, они продолжают простиранья складок юго-западных отрогов Гиссарского хребта) и диапировые структуры. Особенно важной чертой строения является совпадение простиранья складок этого района и основных структур Юго-Западного Гиссара: рассматриваемый район представляет как бы ступень юго-западных отрогов Гиссара, опущенную по сравнению с остальными районами. Чрезвычайно характерно, что гиссарские простиранья отчетливо отражены в поле силы тяжести. В то же время по характеру разреза (присутствие довольно мощного континентального комплекса неоген-антропогена) район является частью Мургабской впадины.

Области альпийской геосинклинали охватывают, как было сказано, Копет-Даг и Западно-Туркменскую низменность.

В горно-складчатой области Копет-Дага можно выделить несколько тектонических районов. С северо-востока протягивается линейная система Передовых хребтов, состоящая из ряда антиклинальных складок, в различной степени эродированных. Общей особенностью их является асимметрия: обращенные к Предкопетдагской равнине северо-западные крылья круче юго-восточных; во многих местах имеет место поворот северо-западных крыльев или их надвигание на более молодые складки, расположенные перед фронтом Передовых хребтов; широко распространены надвиги, сдвиги, сбросы. К юго-западу от складок Передовых хребтов протягивается цепь синклиналей, переходящая на западе во внутреннюю зону складок Западного Копет-Дага. Еще южнее протягивается дуга наиболее высоких хребтов Советского Копет-Дага, которой тектонически соответствует Главный антиклинорий. Как показали многочисленные исследования (П. И. Калугин, М. П. Сукачева, В. Н. Крымус, А. Г. Ези-

ашвили и др.), во внутренней зоне Западного Копет-Дага развиты крупные спокойные складки. Явления асимметрии здесь почти отсутствуют, а разрывные нарушения имеют характер сдвигов и сбросов и резко отличаются по взаиморасположению от дизъюнктивов передовых складок. Находящееся на советской территории северное крыло Главного антиклинория Копет-Дага также построено довольно просто: это куеста с углами падения $10 - 20^\circ$.

Анализ тектоники рассматриваемой территории показывает, что три названных тектонических района отличны по условиям формирования. Главный антиклинорий параллелен Аладаг-Биналудскому горно-складчатому сооружению и сформирован, по всей вероятности, общими с ним процессами. Передовые антиклинальные хребты представляют структуру, образованную вдоль глубинного разлома и в генетическом отношении чуждую Главному антиклинорию, а тектоника внутренней части Западного Копет-Дага обусловлена, вероятно, взаимодействием развивающейся структуры Главного антиклинория и глубинного разлома, протянувшегося вдоль Передовых хребтов. Наличие опрокинутых и асимметричных складок в передовых антиклиналях и Главном антиклинории, а также значительных горизонтальных перемещений по надвигам и сдвигам показывает, что в процессе формирования их структуры большая роль принадлежала горизонтальным движениям. Аналогичного типа движения привели и к формированию ряда складок, сложенных неогеновыми породами, в предгорьях Передовых хребтов.

Сопоставление мощности отдельных стратиграфических комплексов и возраста дислокации показывает, что на протяжении мезозоя и большей части палеогена Копет-Даг представлял область интенсивного погружения, в олигоцене начались процессы воздымания и в течение последующего периода, вплоть до наших дней здесь преобладали горообразовательные процессы.

Совершенно другой характер имеет тектоника Западно-Туркменской низменности, где определяющим фактором в формировании современного структурного плана является погружение всей области в кайнозой. По характеру разреза, отражающему темп движений, и по особенностям современной структуры можно выделить три тектонических района: Прибалханский, Гогрань-Даг-Окаремский и Ала-Даг-Мессерианский. В первых двух мощность кайнозойских пород, по мнению С. Чамов, превышает 10 тыс. м, в третьем она местами измеряется первыми сотнями метров, а обычно составляет 1000 — 1500 м.

Тектоника Прибалханского и Гогрань-Даг-Окаремского тектонических районов имеет следующие наиболее характерные черты: 1) огромная мощность осадочных пород альпийского тектонического этапа, особенно плиоценовых и постплиоценовых; 2) множество нарушений типа сбросов, обусловленных процессом погружения всей Южно-Каспийской области прогибания; 3) сопряженность антиклинальных складок со сбросами. Все развитие структуры рассматриваемой области происходило на фоне очень быстрого погружения ее и накопления мощных осадочных толщ. При этом образовались системы сбросов, в общем параллельные линиям равной мощности осадочных пород и огибающие в каждый данный момент зону наибольшего прогибания. Над крупными сбросами формировались складки.

Ала-Даг-Мессерианская тектоническая зона резко отличается от рассмотренных малой мощностью плиоценовых и постплиоценовых отложений: как было указано, здесь на глубине от 250 до 1500 м залегают сложно дислоцированные комплексы палеогена и мела, а в синклинальных зонах — миоцена. Плиоценовые отложения перекрывают более древние комплексы с очень резким угловым несогласием. Складки здесь образуют дугу — от широтных складок Западного Копет-Дага простираение их меняется к меридиональному в южной части низменности. От расположенного западнее Гогрань-Даг-Окаремского района Ала-Даг-Мессерианский отделен системой разломов. По характеру разреза и строению эта тектоническая зона должна рассматриваться как погруженная часть Западного Копет-Дага. Надо полагать, что мы имеем дело с серией субмеридиональных разломов, по которым произошло ступенчатое погружение Копет-Дага к впадине Южного Каспия. Наиболее приподнятым остал-

ся Копет-Даг, Ала-Даг-Мессерианский район' образует следующую относительно погруженную ступень, Горань-Даг-Окаремский район еще более погружен, и в его разрезе в связи с этим появляется 3000-метровый терригенный комплекс красной толщи среднего плиоцена. Наконец, областью современного погружения является акватория Южного Каспия.

Огромная интенсивность тектонических движений различного знака в Копет-Даге, а также в Западно-Туркменской низменности придает им черты геосинклинальных областей. Однако, многих характерных черт геосинклинального развития здесь нет.

Западно-Туркменская тектоническая впадина с севера ограничена Большим Балханом и Куба-Дагом.

Вопрос о тектоническом положении Большого Балхана на протяжении длительного времени является предметом дискуссии. Одни геологи (М. В. Муратов, Д. В. Навликин, К. К. Машрыков и др.) относят его к области альпийской геосинклинали, другие (Н. С. Шатский, А. Л. Яншин, Б. А. Петрушевский и др.) — к эпигерцинской платформе. Основанием для первой точки зрения являются мощность среднеюрских отложений, превышающая 3000 м, и интенсивная нарушенность северного крыла, где слои поставлены местами на голову и даже опрокинуты на север. Геологи, рассматривающие Большой Балхан, как часть альпийской геосинклинали, относят к последней и Северо-Балханский прогиб, проводя южную границу эпигерцинской платформы по северному его борту. Для большей ясности рассмотрим некоторые особенности геологического строения района.

В пределах Большого Балхана обнажены отложения от байоса до эоцена; в северо-западной части имеют место выходы изверженных пород, относимых Е. А. Худобиной (1961) к палеозою. О характере нижнеюрских и более древних осадочных комплексов в пределах рассматриваемой территории данных нет. Среднеюрские отложения (байос и бат) представлены 3000-метровой толщей аргиллитов с морской фауной и песчаников. Эти отложения очень похожи на разновозрастные комплексы Большого Кавказа. В северных и восточных районах Туркмении, как было сказано, средняя юра представлена главным образом континентальными образованиями, и только в верхней части появляются морские отложения; мощность в несколько раз меньше, чем на Большом Балхане.

Литологический состав вышележащих пород Большого Балхана и смежных с ним районов эпигерцинской платформы оказывается весьма сходным; довольно близки и значения мощности отдельных комплексов. Так неокон на Большом Балхане имеет мощность 550 м, в Копет-Даге 1000 м, а в районе Мары, отнесение которого к платформе пока ни у кого не вызывает возражений, — 750 м; аптские отложения Большого Балхана имеют мощность несколько более 400 м, на Туаркыре — 350 м; мощность альбских отложений Большого Балхана 450 м, в Центральных Каракумах и на Туаркыре — 300—400 м. Примерно такое же соотношение имеет место и по другим ярусам.

Из приведенного материала вытекает, что геосинклинальный режим осадконакопления на Большом Балхане имел место только в среднеюрское время.

Не менее веским доказательством геосинклинального положения Большого Балхана считают и характер тектоники. Известно, что северное крыло его значительно круче южного и осложнено несколькими вторичными складками; аналогичные осложнения имеют место и на южном крыле. Показательна высота этого горного сооружения — около 1900 м. Действительно, по характеру дислокации рассматриваемый район принадлежит к категории областей интенсивного проявления альпийских тектонических движений. Однако при решении этого вопроса следует иметь в виду некоторые особенности положения Большого Балхана. Как видно из совокупности геофизических данных (гравиметрия, магниторазведка, глубинное сейсмическое зондирование), крупная антиклиналь Большого Балхана представляет узкий блок, с севера и с юга ограниченный глубинными разломами. Может быть, даже неправильно говорить о двух глубинных разломах, так как намечаемые здесь нарушения и ано-

малии геофизических полей могут оказаться проявлением единой зоны глубинного разлома. Поскольку последний вообще представляет собой мобильную зону земной коры, естественно ожидать, что темп и амплитуда движений могут в определенные этапы оказаться близкими к геосинклинальным. Но высокая подвижность в геосинклинальной области должна проявляться на протяжении целого тектонического этапа, а не в течение одного отдела. Вот этот-то признак в истории развития Большого Балхана и отсутствует. В самом деле, здесь известны выходы палеозойских магматических пород, которые, по мнению Е. А. Худобиной (1961), образуют единый цоколь с районом Прикарабагазя и Туаркыра. Эта точка зрения находит свое подтверждение в характере геофизических полей. Следовательно, в доюрское время Большой Балхан, вероятно, не обладал свойствами геосинклинали. Как было показано на основе данных о литологическом составе пород и мощности отдельных комплексов, в послееюрское, точнее, в послесреднеюрское время, геосинклинальные условия здесь также отсутствовали.

Приведенные данные позволяют рассматривать Большой Балхан, как шовно-глыбовую структуру, возникшую в результате подвижек блоков в зоне глубинного разлома. Активизация движений имела место в среднеюрское время, хотя совершенно не исключено, что начало ее было еще в нижней юре. Подобная трактовка тектонического положения Большого Балхана была дана Ю. Н. Годиным еще в 1957 г.

В связи с положением Большого Балхана стоит вопрос о сочленении его с Куба-Дагом. Вероятно, не следует рассматривать их вместе: Куба-Даг должен быть отнесен к эпигерцинской платформе как по составу слагающих его пород, так и по их мощности. Надо полагать, что между Большим Балханом и Куба-Дагом проходит система разломов, отделяющих друг от друга эти разнородные структурные элементы, из которых один представляет шовно-глыбовую структуру, возникшую на границе альпийской подвижной области (Западно-Туркменская низменность) и эпигерцинской платформы, а другой является южной частью платформы.

Все сказанное о тектоническом положении Большого Балхана позволяет отнести его к категории структур краевой системы — гетерогенной и сложно построенной тектонической области, развивающейся в сложной обстановке разнонаправленных движений на стыке геосинклинальной области и платформы.

Изложенный материал доказывает большую обособленность проведения южной границы эпигерцинской платформы по северному склону Большого Балхана. Северо-Балханский прогиб следует отнести уже к области платформы, так как в его строении нет признаков краевого прогиба: он характеризуется небольшой мощностью кайнозойских образований. Надо полагать, что сочленение платформы с Большим Балханом происходит по разлому.

Западнее Большого Балхана границу платформы и складчатой альпийской области следует проводить непосредственно к югу от Куба-Дага, по достаточно отчетливой зоне больших градиентов силы тяжести и соответствующей ей крупной положительной аномалии геомагнитного поля; вероятно, фундамент здесь образует крупную ступень.

Не совсем ясно положение полуострова Дарджа. Здесь в последние годы бурением подтверждено предположение Ю. Н. Година о неглубоком залегании мезозойских отложений: под плиоценовыми (акчагыльскими) отложениями установлено наличие неокма на глубине 800 м. Севернее под верхним плиоценом на глубине 50 м вскрыты граниты палеозойского фундамента. Не исключено, что Дарджа представляет собой один из блоков Большого Балхана, опущенных по серии крупных разломов.

Северная граница альпийской подвижной области в прикопетдагской части довольно ясна, но в деталях ее понимают по-разному. Спорным в частности, представляется вопрос об отнесении к Копет-Дагу неогеновых складок, расположенных непосредственно перед фронтом Передовых хребтов. Можно считать доказанным, что сочленение Копет-Дага и Предкопетдагского прогиба происходит по глубинному разлому, достаточно отчетливо видимому в простирании антиклиналей Передовых хребтов и развитых здесь дизъюнктивных нарушений и линейных аномалий геомагнитного

поля. Явления опрокидывания, наблюдаемые в антиклиналях Передовых хребтов и в неогеновых складках, также обусловлены разломом, вдоль которого северное крыло опущено на несколько тысяч метров относительно южного. Надо полагать, что разлом отделяет очень интенсивно дислоцированные сооружения системы передовых складок от опущенной и относительно слабо дислоцированной ступени, которая и явилась основой Предкопетдагского прогиба. Исходя из этого, границу прогиба следует проводить севернее неогеновых складок. Тогда к югу от нее окажутся интенсивно дислоцированные и приподнятые районы, где на поверхности обнажены неоген и более древние комплексы, а к северу — районы, испытывавшие на протяжении всего альпийского тектонического этапа погружения, где глубина залегания палеозоя достигает 10 000 м, а мезозоя (поверхности мела) — около 4000 м.

Эпиplatformенная орогеническая область. Особое место в тектоническом плане рассматриваемого региона занимают районы юго-западного погружения Гиссарского хребта. Здесь расположена область поднятия палеозойского фундамента; на поверхности обнажен широкий диапазон пород — от палеозоя (Кугитанг) до палеогена. Совершенно отчетливо вырисовывается ряд складок, образующих отдельные тектонические линии. В. М. Цейслер (1961) выделяет здесь две группы складок — северо-западную (Гузар-Лянгарскую) и юго-восточную (Кугитанг-Байсунскую). Для обеих характерны асимметричные сундучные складки, причем у юго-восточных складок более крутые юго-восточные крылья, а у северо-западных — северо-западные. Крутые крылья обычно осложнены разрывами с вертикальными смещениями поверхности палеозоя в 3—6 км. На северо-востоке, в районах, близких к Гиссарскому хребту, обе группы складок начинаются горст-антиклиналями; переход к сундучным асимметричным складкам происходит по мере погружения пород на юг-запад. Блоковая тектоника северо-восточных районов позволяет рассматривать и более погруженные складки как складки облекания, образованные в результате дифференцированных вертикальных перемещений отдельных блоков. В. М. Цейслер в связи с этим назвал юго-западные отроги Гиссарского хребта горст-мегантиклиналью, подчеркивая этим блоковый характер строения района. Разрез мезозойско-палеогеновых отложений рассматриваемого района аналогичен смежным районам Туранской плиты и свидетельствует о платформенном развитии всей территории в мезозое и палеогене. Только в неоген-антропогеновое время здесь, как и в других районах Тянь-Шаня, имели место крупные вертикальные перемещения блокового характера. Эти особенности геологического строения региона и позволяют выделить его в особую геотектоническую группу, назвав ее эпиplatformенной орогенической областью.

Горст-мегантиклиналь юго-западных отрогов Гиссарского хребта со всех сторон отделена от окружающих регионов глубинными разломами.

Изложенные соображения относительно общих принципов тектонического районирования и тектонической принадлежности отдельных регионов, входящих в южную часть Туранской эпигерцинской плиты и смежные части областей активных движений альпийского тектонического этапа, позволяют следующим образом районировать рассматриваемую территорию:

1. Области южной части эпигерцинской Туранской плиты (Каракумской платформы) включают территорию от линии Мангышлак—Южный Тянь-Шань до северного подножья Большого Балхана на западе, северного борта Предкопетдагского краевого прогиба (условно эту линию проводим через населенный пункт Бахардок); далее граница проведена по глубинному Тедженскому разлому; юго-восточнее она проходит, видимо, в Северном Афганистане.

2. Области альпийской геосинклинали (миогeosинклинали) включают Западно-Туркменскую тектоническую впадину, Копет-Даг с третичными складками, расположенными перед фронтом антиклиналей Передовых хребтов, а также Горный Бадхыз; альпийская миогeosинклиналь ограничена на востоке Тедженским глубинным разломом, отделяющим ее от платформенной области междуречья Мургаба и Теджена.

3. Краевая система состоит из двух разнородных элементов: шовно-глыбовой структуры Большого Балхана и Предкопетдагского краевого прогиба, причем южная

граница последнего проведена севернее неогеновых складок предгорий Передовых хребтов.

4. Эпиplatformенная орогенная область включает юго-западные отроги Гиссарского хребта.

V. V. SEMENOVICH

THE PROBLEMS OF TECTONIC ZONING FOR THE SOUTHERN PART OF THE TURAN PLATFORM AND GEOSYNCLINAL REGIONS OF SOUTH-WEST TURKMENISTAN

Abstract

Geological structure and history of geological development of territory serve as criteria for tectonic zoning. Analysis of natural geophysical fields is of great importance in the regions covered by younger non-disturbed sediments. The complex of geological-geophysical evidences allows to distinguish within the Turkmenistan territory, regions of Epihercynian platform, areas of Alpine geosyncline and transitional regions of marginal system separating the platform and the geosyncline. The boundary of the platform and the geosyncline is formed by a deep fault running parallel to the northern slopes of Kopet-Dag, shearing Malyi Balkhan from the East and separating Bolschoi Balkhan from the Neogene-Anthropogen tectonic depression of the West Turkmenistan Lowland.

The platform area of Turkmenistan is, in fact, the south part of the vast Turan-Epihercynian platform separated from its northern part by a deep set fault extended through Mangyshlak, Central Ust'Urt and Sultanuzdag to reach finally the southern branches of Tien-Shan. At the north-west this fault is traced, as being continued in the „Line of Karpinsky“.

The platform basement displays a block structure. It is uplifted to its highest in the regions of Kara-Bogaz-Gol and of Central Karakum and is deeply plunged in the Near Kopet-Dag foredeep.

Bolschoi Balkhan reveals to be a geosuture-block structural element developed within the conjugation zone of the platform and the geosyncline. It should be assigned neither to the geosyncline nor to the platform, but to the marginal system.

The setting of the ultimate South-East Turkmenistan remains so far unidentified. Perhaps it would be more correct to assign it rather to the Epihercynian platform, than to the foredeep. The south-west Gissar spurs form a part of the activated platform area deeply affected, and reworked by vertical block movements of the basement

ЛИТЕРАТУРА

- Амурский Г. И., Мильтштейн Д. М., Смирнов Л. Н. Современная структура и основные черты тектонического развития Юго-Восточного Туркменистана. Изд. АН СССР, 1961.
- Борисов А. А. О глубинном строении Мургабского погребенного выступа. Геология нефти и газа, № 10, 1959.
- Годин Ю. Н. Глубинная тектоника Прикаспийской низменности (по геофизическим данным). Геология СССР, т. XXII, 1957.
- Годин Ю. Н. Тектоническое районирование Западной и Центральной Туркмении (по геофизическим данным). Геология СССР, т. XXII, 1957а.
- Годин Ю. Н. Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение геофизическими методами. Автореферат докт. диссертации. М., 1959.
- Годин Ю. Н. Основные черты региональной тектоники Туркмении по данным геофизических исследований. Изв. АН СССР, сер. физ.-тех., хим. и геол. наук, 1960, № 4.
- Годин Ю. Н. О тектоническом строении и перспективах нефтегазоносности Туркменистана. Нов. нефт. техн., геология, 1960а, № 11.
- Годин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихачев П. К. Основные особенности тектонического строения Туркменской ССР. Сов. геология, 1958, № 1.
- Смирнов Л. Н. Мургабская впадина — перспективный нефтегазоносный бассейн. Геология нефти. 1957, № 10.
- Смирнов Л. Н. Основные закономерности строения Мургабской впадины и их отражение в неогеновом покрове. Тр. ин-та геологии АН СССР, т. IV, 1962.
- Худобица Е. А. Магматические породы Западной Туркмении. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 45, 1961.
- Цейслер В. М. К характеристике современной тектонической структуры юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Изв. вузов, геология и разведка, 1961 № 12.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗЕАГЛИ-ДАРВАЗИНСКОГО КУПолоВИДНОГО ПОДНЯТИЯ

Зеагли-Дарвазинское поднятие, расположенное в центральной части Каракумов, является наиболее крупным структурным элементом Центрально-Каракумского свода Туранской плиты. Оно включает несколько однотипных по морфологии и особенностям развития локальных складок в осадочном чехле: Шинхскую, Дарвазинскую, Та-кырскую, Топджульбинскую и др.

В настоящее время на Зеагли-Дарвазинском поднятии установлено крупнейшее месторождение газа в Туркмении, где выявлено 20 продуктивных горизонтов, основные из которых находятся: один в туронских отложениях, один — в сеноманских, два — в верхнеальбских, один — в нижнеальбских, шесть — в верхнеаптских и два — в нижнеаптских отложениях.

Размеры Зеагли-Дарвазинского поднятия по кровле туронских отложений (по изогипсе — 240 м) составляют по широтной оси 82 км, по меридиональной 76 км; амплитуда поднятия равна 110 м. Незначительные углы падения крыльев, изометричность в плане, большая амплитуда и выположенный свод позволяют отнести его к куполовидному поднятию (рис. 1).

В характере сочленения Зеагли-Дарвазинского поднятия с сопредельными тектоническими элементами устанавливается важная особенность: с северо-запада, запада и юга оно окаймлено довольно крупной кольцевой флексурой, осложненной в ряде участков на перегибе и у подошвы системами сбросов (Амурский, Габриэлянец, Дикенштейн и др., 1962), на северо-востоке флексура сливается со склоном поднятия. На северо-западе ширина флексуры 10 км. Величина погружения горизонтов на этом расстоянии составляет 180 м. Флексура вверх по разрезу выполаживается: если по глубоким горизонтам амплитуда ее достигает 500 м, то по верхним не превышает 200 м. Амплитуда нарушений, осложняющих флексуру, по поверхности фундамента достигает 200 м и более. Таким образом, кольцевая флексура ограничивает крупный блок фундамента, который в свою очередь разбит, особенно в центральной части системой нарушений на ряд глыб.

Для изучения истории тектонического развития поднятия в разрезе осадочного чехла были выделены характерные и хорошо прослеживаемые по всей площади маркирующие (реперные) горизонты, значение мощности между которыми принято про-изводным от суммы тектонических движений, протекавших за время между образованием этих горизонтов.

Анализ развития Зеагли-Дарвазинского поднятия основывался, таким образом, на сравнительном сопоставлении палеоструктурных планов и распределении мощности

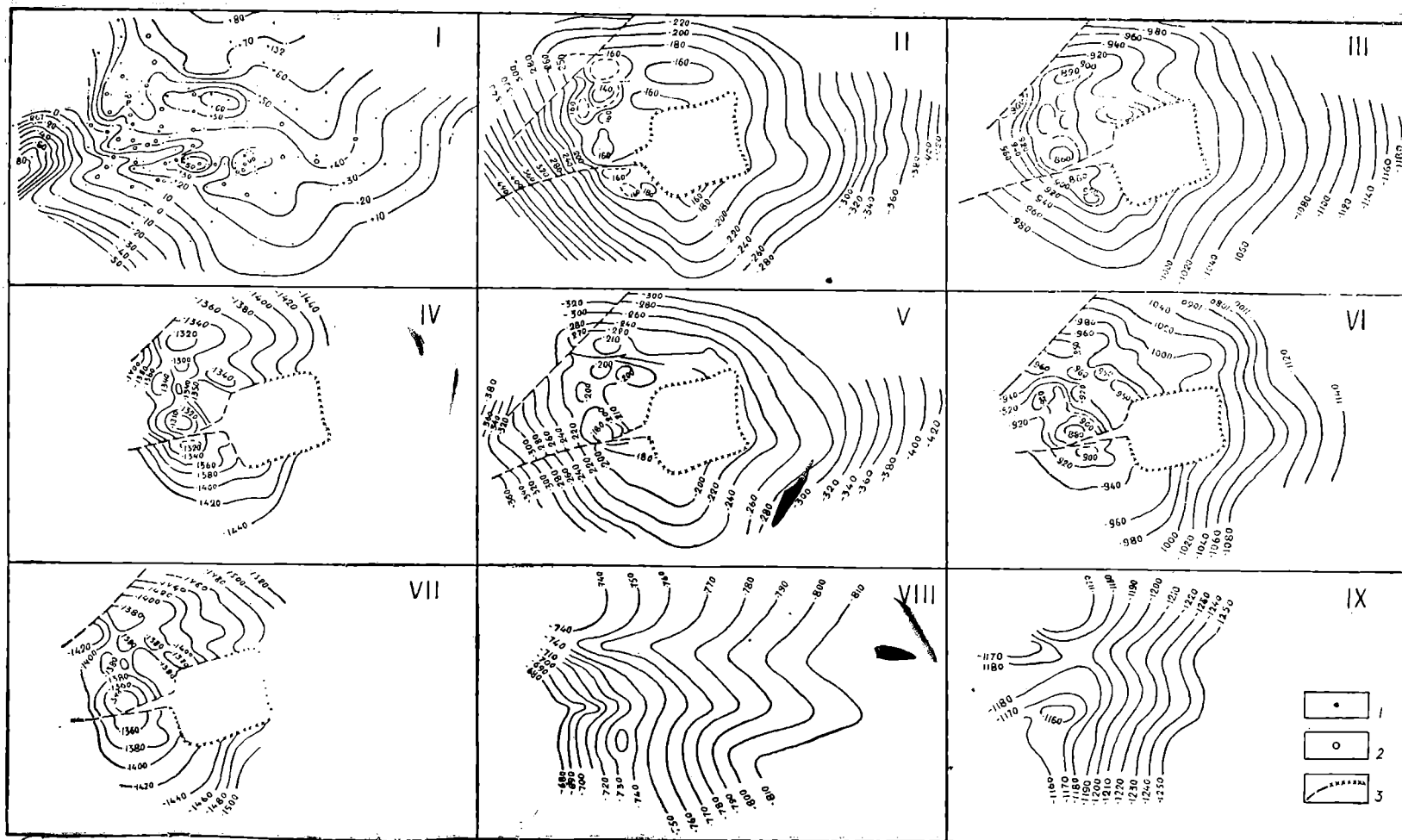


Рис. 1. Схема развития Зоagli-Дарвазинского поднятия.

Структурные карты: I — по подошве миоцена; II — по кровле турона; III — по кровле опорного горизонта в верхнем апте; IV — по кровле юры. Палеоструктурные карты. Положение к началу миоцена: V — кровли турона; IV — кровли опорного горизонта в верхнем апте; VII — кровли юры. Положение к концу турона; VIII — кровли опорного горизонта в верхнем апте; IX — кровли юры.

по возможно дробным подразделениям осадочного чехла с современными структурными планами по ряду горизонтов и элементами естественных геофизических полей. Краткие результаты этого анализа изложены в настоящей статье.

В строении осадочного чехла в рассматриваемом районе участвует комплекс пород мезозоя и кайнозоя, залегающий на размытой поверхности палеозойского фундамента. Он образует самостоятельный структурно-тектонический этаж, который в свою очередь разделяется на несколько подэтажей.

История тектонического развития Зеагли-Дарвазинского куполовидного поднятия рассмотрена последовательно по этапам, различающимся условиями и осадконакоплением и интенсивностью, а иногда и направленностью движений. Таких этапов можно выделить несколько. Доюрские этапы реконструируются весьма схематично в связи с отсутствием достаточной геологической информации. Собственно платформенное развитие начинается с юрского периода. В платформенном чехле выделяется ряд комплексов (формаций?), соответствующих определенным этапам (циклам) колебательных движений.

Наиболее характерны следующие комплексы: нижне-среднеюрский континентальный (аллювиальный), верхнеюрский (?) карбонатный, валанжин-готеривский красноватый, барремский, преимущественно карбонатный, апт-нижнетуронский, сложенный ритмичной серией терригенных пород, верхний турон-сенонский карбонатный, палеогеновый, преимущественно глинистый, неоген-антропогеновый, преимущественно терригеновый континентальный. Некоторые из них в свою очередь разделяются на несколько подкомплексов (подэтапов). Образования палеозойского времени представлены преимущественно магматическими породами кислого состава средне-верхнедевонского возраста.

В большинстве скважин граниты интенсивно трещиноваты, разбиты трещинами и изменены вторичными процессами. Над гранитами обычно залегают породы юрского возраста.

Однако всеми региональными сейсмическими профилями, пересекающими Центрально-Каракумский свод, примерно в 40—60 км от центра свода установлено появление горизонта с граничной скоростью 5500—5600 м/сек. По динамической характеристике и сопоставлению с другими участками платформы эта преломляющая граница отождествлена с кровлей пермо(?)-триасовых отложений. Мощность толщи, заключенной между кровлей данной толщи и кристаллическим фундаментом (горизонт с V_g 5600 — 5600 м/сек.), в окружающих прогибах достигает 2000 м. Очевидно, что Центрально-Каракумский свод в течение всего пермотриаса, до заполнения окружающих впадин осадками, являлся областью сноса. Наиболее возвышенная часть его — Зеагли-Дарвазинское поднятие — являлось областью сноса вплоть до нижне-(?) или среднеюрского времени. Именно поэтому в наиболее приподнятых участках фундамента под среднеюрскими отложениями вскрыты „свежие“ граниты, а в более погруженных участках (скв. 16 и 17) — кора выветривания фундамента.

На Зеагли-Дарвазинском поднятии в разрезе установлено присутствие пока лишь среднеюрских отложений, однако возможно, что нижняя часть толщи имеет нижнеюрский возраст. Наличие отложений этого возраста на склонах свода и в окружающих его прогибах несомненно. Континентальная толща средней юры, представленная песчаниками, уплотненными глинами и алевролитами, несогласно перекрыта известняково-глинистой толщей верхнеюрского возраста (Габриэлянц, 1962).

Бурением установлено, что мощность нижней, континентальной толщи больше над погруженными блоками фундамента, чем над приподнятыми. С такой же закономерностью изменяется мощность хорошо прослеживаемой песчаной пачки верхов этой толщи.

Мощность глинистой пачки верхней юры, непосредственно залегающей на указанной песчаной пачке, в пределах Зеагли-Дарвазинского поднятия изменяется от 0 до 70 м, увеличиваясь на южном и северном склонах до 150 м. Над приподнятыми участками фундамента глинистая пачка или маломощна, или же отсутствует совсем, тогда как перекрывающая ее известняково-глинистая пачка на исследуемой террито-

рин имеет постоянную мощность. Во втором случае она залегает непосредственно на песчаной пачке средней юры.

Уже в юрский период платформенного развития Зеагли-Дарвазинского поднятия намечилось отчетливое соответствие структурных планов платформенного чехла и кристаллического фундамента. Видимо, юрским этапом заканчивается цикл колебательных, а на ограниченных площадях — блоковых движений, выразившийся накоплением в начале цикла грубообломочных пород и в конце — тонкозернистого и карбонатного материала. Не исключено, что на рубеже юрского и неокомского времени, судя по распределению пограничных фаций на прилежащих территориях, произошел незначительный размыв центральных частей поднятий.

Начало неокомского этапа развития характеризуется на всей территории свода континентальными условиями. В это время накапливаются красноцветные глины, алевролиты и песчаники валанжин-готерива. Верхи разреза неокомских отложений на своде представлены морскими сероцветами — оолитовыми и ракушняковыми известняками, алевролитами и песчаниками (баррем). Распределение мощностей неокомских отложений показывает, что в районе Дарвазинской и Шинхской складок уже в неокомское время существовало поднятие амплитудой 30—55 м. В целом мощность отложений этого времени увеличивается во все стороны от районов Зеагли-Дарвазы, причем преимущественно за счет верхней части разреза. Отчетливо выделяется восточное крыло этого поднятия, а западное переходит в восточный борт Верхнеузбойского прогиба, также существовавшего в это время. В неокоме намечился региональный уклон дна бассейна к востоку от Зеагли-Дарвазинского поднятия. Мощность в этом направлении меняется от 134 до 188 м, а к юго-западу — до 196 м и далее до 300 м.

В целом неокомский этап характеризуется дифференцированностью движений на общем фоне погружения.

В нижне- и верхнеаптское время сохраняется морской режим. Низы нижнего и верхнего апта характеризуются однообразными, глинистыми осадками; верхи нижне- и верхнеаптского разреза представлены более мелкозернистыми фациями (прослои органично-обломочных известняков и конгломератов), образованными в бассейне с последовательно менявшимся режимом.

Для отложений аптского времени характерно увеличение мощности с севера на юг. В центральной части Зеагли-Дарвазинского поднятия мощность аптских отложений колеблется в пределах 170—230 м. Некоторые из локальных складок вырисовываются сокращением мощности.

Тектонические условия в альбское время сохранились относительно неизменными, что подтверждается постепенным переходом глин апта в песчаники и на низы нижнего альба. Выше этой части разреза нижнего альба происходит замещение глинистых фаций песчаными значительной мощности. Характер движений альбского времени вырисовывается в следующем виде. В нижнеальбское время устанавливается общая тенденция углубления бассейна к востоку и северо-востоку. В этом направлении увеличивается мощность нижней песчаной части и меняются фации. Среднеальбский бассейн характеризуется незначительным обмелением и однообразными условиями седиментации. В это же время происходит довольно четкая дифференциация территории Зеагли-Дарвазинского поднятия на две зоны: южную — относительно стабильную и северную — с более подвижными тектоническими условиями. В первой зоне отмечена почти постоянная (90—105 м) мощность, незначительно увеличивающаяся к востоку. Севернее поднятия наблюдается увеличение мощностей до 118 м, а к востоку и северо-востоку — резкое сокращение (до 81—58 м). Такая тектоническая обстановка сохранилась до конца альбского времени. В верхнеальбское время продолжается дифференциация территории на относительно подвижную и стабильную зону. Наряду с общим, довольно незначительным изменением мощности отложений верхнего альба по всей площади (от 195 до 208 м), на отдельных участках она увеличивается до 279 м.

Относительно спокойная тектоническая обстановка нижнего альба в средне- и

верхнеальбское время сменялась слабо дифференцированными движениями, в результате которых намечаются локальные антиклинальные складки и сопредельные с ними межструктурные прогибы. В целом за апт-альбское время на общем фоне спокойного и ритмичного погружения устанавливаются неоднократные размывы. Они фиксируются быстрым выклиниванием отдельных пластов и резкой сменой их мощности.

Режим морского бассейна альбского времени без каких-либо значительных изменений сохраняется и в сеномане. Разрез отложений сеноманского яруса имеет песчано-глинисто-алевроитовый характер. Алевроитистые глины низов разреза выше переходят в алевролиты и песчаники. К северу происходит глинизация разреза. Мощность сеноманских отложений на описываемой площади составляет 150—200 м. Локальные участки испытывают некоторый подъем.

Разрез турона представлен переслаиванием алевролитов, известковистых глин и глинистых алевролитов общей мощностью в районе Серного завода более 200 м. В северо-восточном направлении количество глин в разрезе увеличивается. Анализ мощностей отложений турона показывает, что дно бассейна имело общий уклон на восток.

Туронским, точнее, нижнетуронским временем, заканчивается один из крупнейших этапов развития. Начиная с аптского времени Центрально-Каракумский свод и Зеагли-Дарвазинское поднятие испытывали постоянное погружение. Это погружение носило, видимо, прерывистый характер, отразившийся на определенной ритмичности строения рассматриваемой части разреза. Обусловившие ритмичность замедления в интенсивности погружения в целом нашли отражение в смене фаций и мощности отдельных стратиграфических подразделений. По сравнению с прилегающими территориями Зеагли-Дарвазинское поднятие все это время являлось более приподнятым. Локальные структуры Зеагли-Дарвазинского поднятия в отдельные моменты этого этапа развития обрисовывались сравнительно незначительным сокращением мощности, причем это обособление характерно не для всех структур. С конца турона интенсивность движения меняется и происходит накопление отложений преимущественно карбонатной верхней турон(?)—сенонской формации.

На протяжении всего верхний турон-сенонского времени повсеместно продолжал существовать морской режим с различной глубиной и соленостью бассейна. В верхнем туроне, нижнем сеноне и кампане тектонические условия не отличались особой интенсивностью и были идентичны по направлению и знаку. Эти отложения представлены в нижней части переслаиванием терригенных и карбонатных пород, в средней части — карбонатами с примесью терригенного материала и в верхней части — только карбонатами. Анализ мощности верхнетурон-кампанских отложений показал, что мощности по площади распределены равномерно с общим увеличением на восток и юго-восток до 90—103 м.

В конце маастрихтского времени Зеагли-Дарвазинское поднятие, как и значительная часть территории Туркмении, испытало весьма интенсивное воздымание. Маастрихтские отложения оказались размытыми и максимальная амплитуда размыва приурочена к высокоподнятому юго-восточному участку.

Сохранившиеся мощности меняются от 10—15 м на юго-востоке до 50—100 м на северо-западном склоне поднятия. Преддатский (?) размыв „подчеркнул“ конфигурацию поднятия, существовавшего к этому времени. Можно полагать, что величина воздымания за это время была не менее 50 м. Локальные структуры, несомненно, также испытывали дифференцированное воздымание, однако амплитуда этих движений была незначительной.

Увеличение мощности отложений маастрихтского яруса в северном направлении объясняется не только размывом его поверхности, но и увеличением мощности отдельных пачек яруса. О размыве, в свою очередь, свидетельствует факт залегания отложений дания на различных частях разреза маастрихтских отложений.

Следовательно, верхний турон-сенонский этап развития Зеагли-Дарвазинского поднятия завершился обособлением в контуре, близком к современному. Сопредельные

прогибы, видимо, также с этого времени развиваются как обособленные понижения. Основные черты заключительного этапа мелового цикла колебательных движений на рассматриваемой территории принципиально повторились и в палеогеновое время.

Палеогеновый комплекс пород начинается карбонатами и заканчивается глинистыми породами. В палеогене выделяется несколько подэтапов тектонического развития. За даний-нижнеэоценовый подэтап сформировалась пачка пород мощностью всего в несколько метров: от 5—9 в центральной части до 17 м на склонах поднятия. В то же время каждый из выделяемых пластов имеет свои характерные особенности и четко прослеживается на десятки километров. Это свидетельствует о том, что существовавшие условия осадконакопления были примерно общими для большой территории и более или менее стабильными довольно продолжительное время. В течение рассматриваемого подэтапа — в датский век отлагались известняки, в нижнепалеоэоценовое время — известковые глины и известняки, в верхнепалеоэоценовое время — красноцветные известковые глины и известняки и в нижнеэоценовое время — пачка красноцветных и сероватых глин и мергелей. Характерно, что мощности даний-нижнеэоценовых отложений и отдельных стратиграфических подразделений этого комплекса меньше в центральной части поднятия и над приподнятыми блоками фундамента, чем на его склонах. Так, суммарная мощность этих отложений на Шинхской складке составляет 9 м, на северном склоне поднятия 15—17 м. Величины мощностей осадков на сводах антиклинальных складок примерно на половину меньше, чем в синклинальных прогибах, и в два раза меньше, чем на склонах поднятия. Воздымания этого времени подтверждаются также и характером взаимоотношения некоторых толщ. Н сводах антиклинальных складок между отложениями дания и палеоэоцена, в общем залегающих согласно, отмечается местный размыв, выраженный отсутствием в разрезе либо слоя датского известняка, либо нижнего глинистого слоя нижнего палеоэоцена.

В первую половину среднеэоценового времени на всей территории Центрально-Каракумского свода накапливаются карбонатные отложения практически постоянной мощности (30—35 м). Каких-либо тектонических движений, фиксированных в изме-

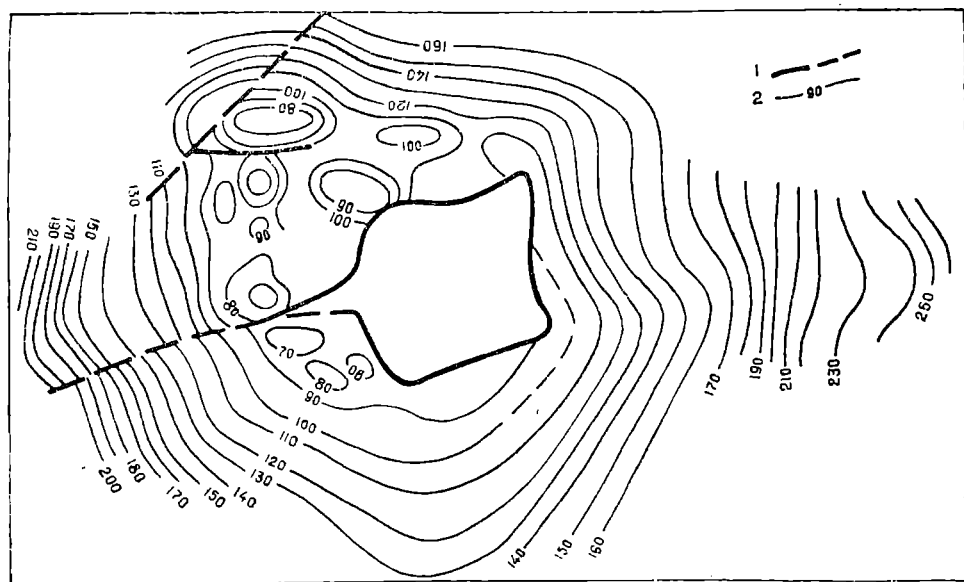


Рис. 2. Схема мощности средне-верхнеэоценовых отложений Зеагди-Дарвазинского поднятия:

1—разрывные нарушения и границы сернозаводской зоны дробления; 2—изопашты.

пении мощности нижней части среднего эоцена, не устанавливается. Только на узко-локальном участке, располагающемся в районе пос. Серный завод, в это время в результате блоковых движений образована система сбросо-взбросов (Габриэлянц, Блискавка, Морозов и др., 1962). В центральной части поднятия на площади примерно 800 км², в так называемой сернозаводской зоне разрывных нарушений, в приподнятых блоках карбонатные отложения нижней части среднего эоцена несогласно залегают на породах от туронского до нижнеэоценового возраста. В погруженных блоках карбонатные отложения имеют мощность до 120 и более метров и несут отчетливые следы подводнооползневых явлений.

Во второй половине среднеэоценового времени на территории Зеагли-Дарвазинского поднятия накапливались глинистые осадки, мощность которых изменяется с запада на восток от 15 до 60 м. Движения тектонических блоков сернозаводской зоны разрывных нарушений, видимо, были активными и во второй половине среднего эоцена. Здесь в погруженных блоках накопились отложения сравнительно повышенной мощности — до 90 м (против обычных для этого района 60 м).

В верхне-эоценовое время продолжалось накопление глинистых и карбонатных осадков. Сохранившиеся мощности их изменяются от десятков метров в центральной части поднятия до нескольких сот метров на склонах и в окружающих прогибах, что обусловлено в основном последующим размывом (рис. 2). Об этом свидетельствует залегание миоценовых осадков на породах от среднеэоценового до туронского времени.

В сернозаводской зоне разрывных нарушений в середине верхнеэоценового времени после накопления примерно 100—120-метровой толщи вновь проявились тектонические движения; направленность этих движений по блокам сохранилась от предшествующего времени. На месте среднеэоценовых погруженных блоков отмечается повышенная мощность и верхнеэоценовых отложений. Кроме того, по окраинам сернозаводской зоны формируются тектонические блоки только верхнеэоценового времени. В палеоцен-эоценовое время в пределах ранее сформированного Зеагли-Дарвазинского поднятия происходят унаследованные движения незначительной амплитуды и по локальным складкам. Большинство складок обособляется в контуре, близком к современному с амплитудой около 10 м.

Тектоническая обстановка нижнеолигоценового времени недостаточно выяснена. Однако преобладали, видимо, положительные движения.

На основании расчета мощности размытой части эоцен-олигоценового разреза, амплитуды локальных структур ко времени завершения предтортонского размыва равнялись более чем половине современных — Зеагли-Дарвазинский участок поднялся в целом на 200—250 м, амплитуда вертикального перемещения по оконтуривающим сернозаводскую зону разломам составляла около 300 м.

Тектоническими движениями конца палеогенового—начала пзогенового времени закончился важнейший структуро-формирующий период развития (см. рис. 1 и 2). Иллюстрирующее этот вывод положение кровли турона, кровли опорного горизонта в верхнем апте и кровли юры к началу миоцена приведено на рис. 1 (V, VI, VII).

Существенное изменение структурного плана Зеагли-Дарвазинского поднятия устанавливается по подошве миоцена. Отложения тортонского яруса в пределах сернозаводской зоны разрывных нарушений, как отмечалось, с размывом налегают на разновозрастные отложения от туронских до эоценовых. Мощность их меняется от 40 м на западном и северо-западном склонах поднятия до 15—10 м в центральной части и 5—0 м на востоке. В этом же направлении меняются и фации от карбонатной на западе, глинисто-песчаных в центральной части до песчаных грубозернистых у линии выклинивания. Сарматские отложения относительно однородны и сохраняют (в нижней, неразмытой части) почти постоянные мощности — 25—30 м. Анализ структурного плана по подошве миоцена позволяет установить, что наиболее высоко поднятыми являются районы Аккуинской складки и Клычдамлинской террасы, а наиболее погруженными — южный и частично западный склоны Зеагли-Дарвазинского поднятия.

На общем фоне окружающих территорий район Зеагли-Дарвазинского поднятия представлял собой повышенный участок, дифференцированный на локальные поднятия и понижения.

Разрез плиоцен-четвертичного времени слагают песчано-глинистые породы заунгузской свиты и аллювиальные образования верхний плиоцен(?)—антропогена. Мощность отложений заунгузской свиты меняется в значительных пределах на коротком расстоянии за счет неровностей предзаунгузского рельефа и последующей денудации.

Неоген-четвертичный комплекс отложений образует два самостоятельных структурных подэтапа, формирование которых происходило в условиях резко дифференцированных движений. Четко разобщенные по глубоким горизонтам локальные структуры в неоген-четвертичном покрове образуют расплывчатые крупные поднятия—объединяющие ряд локальных складок.

В неоген-четвертичное время южная часть Зеагли-Дарвазинского поднятия была втянута в общее опускание Предкопетдагского прогиба. Здесь по субширотному направлению средний Узбой—Унгуз оживлена система разломов, образующая широкую полосу. Некоторые хорошо трассируемые по глубоким горизонтам разрывные нарушения активизировались и по ним в неоген-четвертичное время произошло почти полное разрушение сернозаводской залежи газов. Получили развитие гидротермальные процессы. В середине плиоцена по этой же зоне разломов образована крупная эрозионная долина пра-Аму-Дарьн или ее притока и были сформированы сероносные бугры-останцы.

Таким образом, произведенный палеотектонический анализ позволяет определить следующие основные черты развития Зеагли-Дарвазинского поднятия в мезозое и кайнозое и некоторые особенности формирования газового месторождения.

1. Современная структура осадочного чехла и развитие основных тектонических элементов поднятия подчинены блоковым движениям глыб фундамента. Наиболее приподнятым глыбам палеозойского фундамента соответствуют сокращенные мощности отложений осадочного чехла и его отдельных стратиграфических подразделений. Общая конфигурация поднятия сохранялась в течение всего мезозоя (видимо, кроме туронского времени) и кайнозоя, что, возможно, определялось разломами окаймления.

На отдельных этапах формирования разломы глубокого заложения усложняли, а иногда и определяли строение локальных участков. Так, по заложенной, по-видимому, в палеозое сернозаводской зоне разрывных нарушений наиболее активные возрожденные подвижки происходили в начале среднего, а затем в середине верхнего эоцена и в олигоцене—нижнем миоцене. По зоне разломов Средний Узбой—Унгуз наиболее активные тектонические движения происходили в туроне и в плиоцене, образовав субширотные флексуры.

2. Наиболее дифференцированные тектонические движения, выразившиеся в четком обособлении отдельных участков поднятия, устанавливаются в юрское и олигоцен (?)—нижнемиоценовое время.

3. На общем фоне преобладающего погружения выделяются следующие этапы наибольшего погружения Зеагли-Дарвазинского района: аптский, альбский и верхнеэоценовый. Наименьшее погружение характерно для конца верхнеюрского, барремского, сантонского и палеоэоценового времени. При общем погружении в отдельные моменты происходила частичная инверсия тектонического режима, приведшая к внутриформационным разрывам, среди которых наиболее четкие наблюдаются между средне- и верхнеюрскими отложениями, внутри апт-альбского комплекса пород, и предпалеоэоценовыми.

4. Зеагли-Дарвазинское куполовидное поднятие в контуре, близком к современному, обозначилось в предатское время. С этого же времени возникли благоприятные для формирования газовых залежей структурные условия.

В палеогене обособились локальные структуры, а в олигоцене—нижнем миоцене произошла существенная перестройка их структурного плана. За это время

были образованы локальные складки, являющиеся ловушками для газа. Движениями последующего времени амплитуды большинства локальных складок были увеличены, а общий структурный план был несколько изменен. Перемещение наиболее повышенной части поднятия с юго-востока на северо-запад, по-видимому, отразилось и на распределении газовых залежей в разрезе месторождения.

В южной части стратиграфический этаж газоносности начинается от середины нижнего апта и кончается верхним альбом, а в северной части охватывает интервал от середины верхнего апта до кровли турона.

В целях дальнейшего увеличения запасов газа необходимо проведение разведочных работ на периферии Зеagli-Дарвазинского поднятия, где, как следует из произведенного анализа, в благоприятной структурной обстановке происходит увеличение мощности стратиграфических подразделений и появляются отдельные горизонты. Основные этапы тектонического развития, установленные для Зеagli-Дарвазинского поднятия, видимо, характерны и для других положительных структурных элементов Центрально-Каракумского свода — Ахчакая-Койкырланской и Кирпичлинской групп складок.

G. I. AMURSKY,
A. G. BLISKAWKA,
G. A. GABRIELYANTS,
F. Y. ZHUKOBORWSKY

MAIN FEATURES OF TECTONIC DEVELOPMENT OF ZEAGLI — DARVAZA UPLIFT

Abstract

Tectonics and historical development of the Zeagli-Darvaza uplift — one of the structural knots of the South Turonian Platform are discussed in the present paper. Within this uplift confined to the Central Karakum arch a natural gas field, one of the largest in Turkmenistan, has been discovered with total reserves estimated at about 100 mlrd m³. 21 producing horizons in toto have been recognized. The riches, ones are associated: one — with Turonian sediments, one — with Senomanian rocks two are restricted to the Upper Albian, one — to the Lower Albian, six are confined to the Upper and two — to the Lower Aptian substages.

Paleotectonic analysis has allowed to distinguish a number of formations associated with definite cycles of oscillating movements and formation stages of the, Zeagli-Darvaza uplift. Three main cycles have been detected: the geosynclinal, the-intermediate and the platform ones. The first one embraces Paleozoic stages, the second — the Permo-Triassic period, the third cycle comprises Jurassic, Neocomian Aptian — Lower Turonian, Upper Turonian-Senonian, Paleogene and Neogene-Quaternary stages. Every stage differs in intensity and, occasionally, in tectonic trends and may be subdivided into substages. These latter, as for instance the Eocene and the Middle Oligocene-Lower Miocene attended by actively recurrent block movements appear to have been structure forming. These block movements played a decisive part in the formation of main tectonic units of the uplift associated with the sedimentary cover structure. Decrease in thickness of the sedimentary cover in general, as well as of its certain stratigraphic subdivisions corresponds to the highest uplifted blocks. During the periods of activated movements along regenerated faults, these latter affected and occasionally controlled the pattern of different units of the uplift (the Sernozavodsk breached zone).

Isolation of certain parts of the uplift was produced by the highly differentiated tectonic movements in the course of Jurassic and Middle Oligocene (?) — Lower Miocene times.

In the course of Zeagli-Darvaza uplift formation the most intense subsidences took place in Aptian, Albian and Upper Eocene times. Apparently the uplift acquired its shape and outlines similar to the present ones during the Pre-Danian time, when favourable conditions arized for gas deposits to be formed.

Structural gas traps were produced by successive movements, and the uplift

arch migrated from the South-East to the North-West. Apparently this affected gas distribution through the field section, in its southern part the stratigraphic gasbearing level ranges from the middle of the Lower Aptian to the Lower Albian, while in the northern part it comprises an interval from the middle of the Upper Aptian to the roof of the Turonian.

Further reconnaissance works for gas deposits should be restricted mainly to the uplift periphery, where increase in thickness of stratigraphic horizons and emergence of new bands with good reservoir properties may be observed in a favourable structural setting.

The main features of the geological history of the Zeagli-Darvaza uplift seem to be characteristic as well of the rest of large structural elements of the Central Karakum arch.

ЛИТЕРАТУРА

- Амурский Г. И., Габриэлянц Г. А., Дикенштейн Г. Х., Ишутин В. В., Спикин В. А. Флексурно-разрывная зона окаймления Центрально-Каракумского сводового поднятия. БМОИП, т. XXXVII, вып. 5, отдел геологический, 1962.
- Габриэлянц Г. А. Юрские отложения центральной части Кара-Кумов. Изв. АН ТССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1964.
- Габриэлянц Г. А., Блискавка А. Г., Морозов Г. И., Хуснутдинов З. Б., Хаджиуоров Н., Колодий В. В. Зеагли-Дарвазинское газовое месторождение. Геология нефти и газа, № 11, 1962.
- Габриэлянц Г. А., Блискавка А. Г. О тектонических нарушениях в центральной части Кара-Кумов. Геология и нефтегазоносность Средней Азии, Волго-Уральской области, Предкавказья и Прикаспия. Тр. ВНИГНИ, вып. XXX, 1961.
-

О ГАЗОНОСНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРАКУМОВ

Сходство геологического строения и истории развития Каракумской платформы с другими молодыми платформами, в пределах которых установлены крупные скопления нефти и газа, послужило предпосылкой для постановки в Каракумах большого объема региональных геолого-геофизических работ, направленных на оценку перспектив нефтегазоносности этой территории. Большую надежду в этом отношении геологи и геофизики возлагали на Центральнo-Каракумский свод, выявленный по результатам проведенных региональных исследований.

Уже на первом этапе геологоразведочных работ надежды специалистов оправдались — в мае 1959 г. в центре Каракумов было открыто первое газовое месторождение, названное Зеагли-Дарвазинским. По своим запасам оно оказалось одним из крупных месторождений, открытых за последние пять лет в СССР. Это открытие имело принципиальное значение для оценки перспектив газоносности всей обширной территории Каракумской эпигерцинской платформы.

Зеагли-Дарвазинское газовое месторождение находится в центральной части Каракумов, в 250 км к северу от Ашхабада.

На 1 июля 1963 г. в пределах месторождения пробурено 115 структурных и структурно-профильных и 76 разведочных скважин и отработано 3175 пог. км сейсмических профилей.

Разведка Зеагли-Дарвазинского месторождения началась осенью 1959 г. профильной системой расположения скважин со сгущением профилей в наиболее продуктивных участках месторождения. Профили закладываются не только взаимно перпендикулярно, но и в некоторых случаях радиально от центра исследуемых залежей в необходимых направлениях. Материалы разведочного бурения позволили детализировать геологическое строение месторождения и на 1 марта 1963 г., впервые подсчитать запасы газа по разведанным площадям.

Разведочное бурение на месторождении продолжается. В настоящей работе излагаются сведения о геологическом строении и газоносности месторождения по результатам работ, проведенных Управлением геологии и охраны недр при СМ ТССР и Объединением „Туркменнефть“ за период с 1957 г. до первой половины 1963 г.

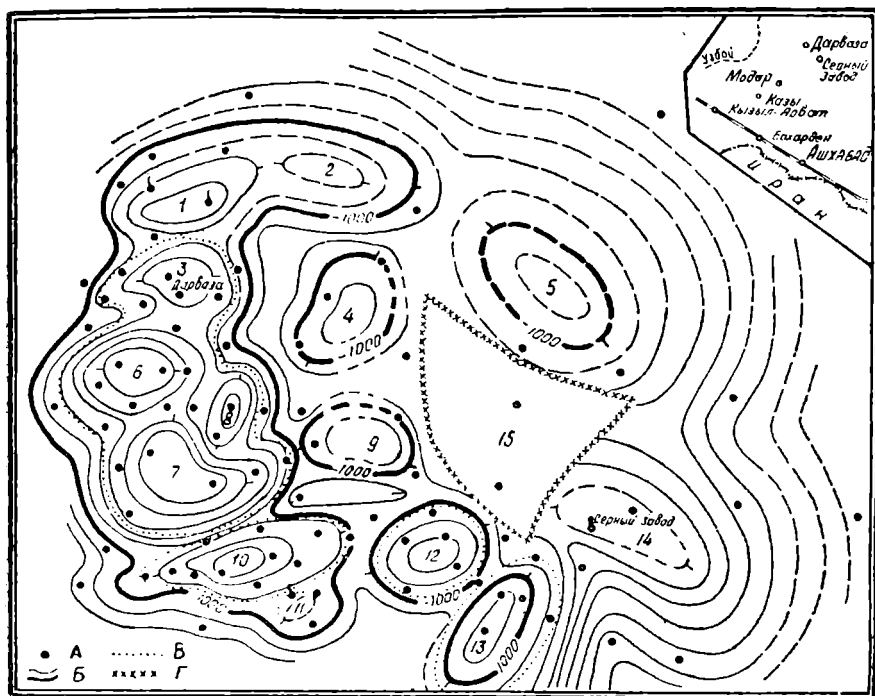
В геологическом строении Зеагли-Дарвазинского газового месторождения принимают участие палеозойские и мезо-кайнозойские отложения. Одиннадцать разведочными скважинами пройден весь разрез осадочного чехла рассматриваемого месторождения и вскрыт палеозойский, кристаллический фундамент. Он представлен микроклиновыми гранитами, гранит-порфирами и туфолатами кислого липаритового состава. На нем почти повсеместно с разрывом и перерывом непосредственно залегают отложения юрской системы. Лишь в северных участках, имеющих наиболее низкое гипсометри-

ческое положение по фундаменту, вскрыта толща грубообломочных конгломератов, похожих по облику на пермо-триасовые отложения Туаркыра. Они образованы, по-видимому, за счет разрушения возвышенностей рельефа в период перехода этой территории от геосинклинального этапа развития к платформенному. Остальная часть разреза сформировалась в обстановке платформенного режима (см. таблицу).

В тектоническом отношении Зеагли-Дарвазинское газовое месторождение приурочено к одноименному поднятию в юго-западной части Центрально-Каракумского свода, одного из основных элементов эпигерцинской Каракумской платформы.

По подошве сенонских отложений Зеагли-Дарвазинское поднятие представляет собой крупный купол размерами 88×85 км и высотой около 110 м. Углы падения его не превышают 1° .

Поднятие осложнено более мелкими положительными локальными куполовидными складками III порядка, типично платформенного типа, имеющими различные простирания, с пологими крыльями (углы падения не более 1°), со средними размерами $4,5 \times 16$ км и высотой не более 20 м. Такowymi являются установленные Чалджубинская, Дарвазинская, Пришихинская, Топджубинская и предполагаемые Аккуинская, Джералтакырская, Атабайская и Шиханлинская складки (см. рисунок). В юго-восточной



Структурная карта Зеагли-Дарвазинского месторождения по кровле нижнеаптских отложений:

а — разведочные скважины, б — изогибсы кровли нижнеаптских отложений, в — общие контуры газоносности, г — границы Сернозаводской зоны разрывных нарушений. Положительные складки III порядка: 1 — Чалджубинская, 2 — Восточно-Чалджубинская, 3 — Дарвазинская, 4 — Джералтакырская, 5 — Аккуинская, 6 — Такырская, 7 — Шихинская, 8 — Пришихинская, 9 — Дарьялтакырская, 10 — Топджубинская, 11 — Атабайская, 12 — Топорджубинская, 13 — Чиммерлинская, 14 — Шиханлинская, 15 — Сернозаводская зона разрывных нарушений.

части поднятия выявлена Сернозаводская зона разрывных нарушений сбросово-взрывного характера. Амплитуды разрывных нарушений достигают 350 м. К настоящему времени на остальных структурах Центрально-Каракумского свода такого рода осложнений нигде не обнаружено. Структурные планы по нижнемеловым отложениям в общих чертах совпадают с вышеописанным планом. Отмечается смещение сводов

складок в западном направлении. Все вышеперечисленные складки, установленные по сенонским отложениям, подтверждены разведочным бурением и по нижнемеловым отложениям, более того, они выражены яснее и резче. Если по сенонским отложениям высоты складок Шиихского и Такырского куполов не превышают 10 м, то по нижнемеловым отложениям они достигают 25 м.

Современная структура Зеагли-Дарвазинского поднятия вместе с серией более мелких положительных складок сформировалась в основном на границе олигоценовой и миоценовой эпох. Следовательно, в это время и создались более благоприятные условия для скопления промышленных залежей газа в центральной части Каракумов.

Еще на первых этапах исследований, кроме установления наличия природных резервуаров и ловушек, благоприятных для аккумуляции газа, были получены прямые признаки газоносности.

Первый промышленный приток газа был получен 19 мая 1959 г. из структурно-профильной скважины, расположенной в 16 км к югу от пос. Дарваза (Габриэлянц, 1959).

Проводившиеся в течение 1959—1963 гг. разведочные работы по промышленной оценке месторождения позволили проверить опробованием газоносность всего терригенного разреза месторождения.

Сведения о газоносности коры выветривания юрских и неокомских отложений получены опробованием 18 объектов. В двух разведочных скважинах в коре выветривания, по данным люминесцентно-битуминологических исследований, отмечались битумы, а по данным газового каротажа, — высокие газопоказания. Однако опробовательские работы в этой части разреза не дали положительных результатов. Несмотря на то, что в разрезе неокомских и юрских отложений много хороших коллекторов, здесь также не оказалось промышленных скоплений газа. Из шести разведочных скважин, пробуренных в различных частях месторождения, опробованием юрских и неокомских отложений были получены пластовые воды с незначительным содержанием растворенных газов. Химический состав газов сходен с составом газов апт-альбских отложений. Содержание метана колеблется от 91 до 95%, тяжелых углеводородов около 3,5%, максимальное содержание азота равно 3,37%, а сероводорода 1,6%.

Зеагли-Дарвазинское поднятие II порядка осложнено большим количеством мелких структур III порядка (см. рисунок). Именно к этим локальным структурам и приурочены газовые залежи. Отдельные локальные складки могли бы рассматриваться как самостоятельные месторождения, так как они отделены от залежей на другой складке водяным полем, приуроченным к межструктурным понижениям и даже в некоторых случаях отмечаются различные газоводяные контакты для одноименных пластов на разных складках III порядка. Мы не выделяем их как отдельные месторождения, так как все они приурочены к единому структурному элементу — Зеагли-Дарвазинскому поднятию, — характеризуются общностью геологического строения, единым стратиграфическим диапазоном газоносности, наиболее мощные газоносные пласты имеют общий для нескольких структур контур газоносности, и часто в этих случаях отметки газоводяных контактов по куполам соответствуют друг другу.

Залежи на Зеагли-Дарвазинском месторождении по типам классифицируются как пластово-сводовые, часто встречаются в сочетании с литологическим или тектоническим ограничением, что сильно осложняет разведку месторождения. Литологическое замещение газоносных пластов глинами происходит в самых различных направлениях по разным пластам. Этаж газоносности невелик, он достигает 40—50 м. В тех случаях, когда залежь подстилается подошвенными водами, этаж газоносности не превышает 10 м. Промышленно-газоносные пласты на месторождении вскрыты в интервале 230—1138 м. Почти все продуктивные пласты представлены песчанниками зеленовато-серыми, тонко- или мелкозернистыми, глауконитово-кварцевыми, слабо сцементированными глинисто-известковым цементом, редко рыхлыми. Мощность газонасыщенной части пластов в среднем равна 5 м, максимальная мощность не превышает 15 м.

Стратиграфическое расчленение и краткое литологическое описание верхнего структурно-тектонического этажа

Система	Отдел	Подотдел, ярус	Подъярус, местные свиты	Мощность, м	Краткое литологическое описание пород	Нефтегазопроявление
Четвертичная				0—195	Пески серые и желтовато-серые, мелкозернистые, с прослоями глин и суглинков	
Неогеновая	Плиоценовый	Средний	Заунгузская	0—35—65	Глины коричнево-бурые и пески желтовато-серые	
		Верхний сарматский		0—40—68	Известняки, мергели и глины серые и темно-серые, с прослоями песков, песчаников, алевролитов	
	Миоценовый	Средний		0—5—30	Песчаники серые, мелкозернистые, кварцевые. На севере замещаются гипсоносными глинами и глинистыми гипсами	
Палеогеновая	Олигоценый	Нижний	Дауданская	0—200	Глины зеленовато-серые, слабоизвестковые	
	Эоценовый	Верхний	Ахчаканская	0—40	Глины зеленовато-серые, слабоизвестковые	
			Куртышская	0—100	Глины зеленовато-серые, известковые, в нижней части, с рыбьей чешуей	
			Ильялинская	20—60	Глины зеленовато-серые, известковые, с прослоями бентонитовых глин	
		Средний	Карашорская	33—120	Мергели серые, темно-серые, битуминозные, с прослоями бентонитовых глин и известняков	Слабый приток углеводородного газа. Высокое содержание битумов

1	2	3	4	5	6	7
Меловая	Палеоцено- вый	Нижний	Кизылта- кырская	3—5—6	Мергели светло-серые и красно-бурые. Глины красно-бурые, известковые	
		Верхний				
		Нижний	Зеаглип- ская	2,5—6	Известняки серые; органогенные и пелито- морфные Глины темно-серые, известковые, с устрицами	
	Верхний	Датский		2—9	Известняки серые, глинистые, с фауной	
		Маастрихт- ский	Верхний	0—13	Известняки кристаллически-зернистые, с прос- лоями мергелей	
			Нижний	7—55		
		Кампан- ский	Верхний	30	Мергели и известняки органогенные, с вклю- чениями пирита и фауны. Известняки кристал- лически-зернистые, с включением пирита	
			Нижний	35—40		
		Сантонский	Верхний	4—6	Мергели светло-серые, участками переработан- ные илоедами, с водорослями	
			Нижний	2—7		
		Коньякский		2—7	Глины со следами илоедов и фауной. Извест- няки органогенно-обломочные, с галькой фос- форитов	Газоносные пласты А и Б
		Туронский		170—200	Алевриты глинистые, зеленовато-серые Песчаники зеленовато-серые, крепкие, в ниж- ней части с галькой фосфоритов	

Система	Отдел	Подотдел, ярус	Подъярус, местные свиты	Мощность, м	Краткое литологическое описание пород	Нефтегазопроявление
		Сеноманский	Верхний	100	Алевролиты крупнозернистые, плотные, с прослоями крепких песчаников	Газоносные пласты В ₁ и В
			Нижний	80	Пески мелкозернистые, с прослоями песчаников. Глины серые, алевритистые, слоистые	
	Нижний	Альбский	Верхний	190—200	Алевролиты светло-серые, глинистые, пятнистые, с галькой фосфоритов, с прослоями глин и песчаников Пески и алевролиты светло-серые, слабоизвестковистые, с прослоями песчаников	Газоносные пласты Г ₁ , Г, I, II, IIa
			Средний	60	Пески зеленовато-серые, алевритово-глинистые, с прослоями песчаников и глин	
			Нижний	40	Глины темно-серые, плотные, слабоизвестковистые. В подошве песчаник зеленовато-серый, кварцево-глауконитовый	III промышленно газоносный пласт
		Аптский	Верхний	140	Глины серые, плотные, известковистые, с прослоями песков и песчаников кварцево-глауконитовых, зеленовато-серых, пористых, хорошо проницаемых	IIIa, IV, IVa, IVб, IVв, V, Va промышленно газоносные пласты
			Нижний	200	Алевролиты и песчаники серые, известковистые, с прослоями глин и известняков органогенно-обломочных	VI, VIa и VII промышленно газоносные пласты
		Баррем		30—40	Известняки оолитовые, с прослоями глин	
	Неокомский надъярус					

		Готерив- валанжин		140—150	Алевролиты, пески, песчаники и глины серого и коричневого цветов с прослоями ангидритов и конгломератов	Растворенный газ в воде
Юрская	Верхний			60—115	Глины зеленовато- и темно-серые, с прослоями песчаников, углистых остатков, конгломератов и известняков	Растворенный газ в воде. Высокое содержание битумов
	Средний и нижний			170—350	Песчаники и алевролиты серые, с прослоями аргиллитов	
Пермская- триасовая				0—70	Конгломераты красновато-коричневые, грубо-обломочные. В отдельных скважинах вскрыта каолинитово-кварцевая кора выветривания, серая с бурыми и зелеными пятнами	

Основные запасы газа сосредоточены в западной части месторождения—в Шиих-Дарвазинской и Топджульбинской площадях. Шиих-Дарвазинская площадь охватывает четыре куполовидных складки — Дарвазинскую, Тақырскую, Шиихскую, Пришиихскую. К этой площади приурочены самые крупные по размерам и запасам залежи газа. Топджульбинская площадь расположена в юго-западной части Зеагли-Дарвазинского поднятия и отделена от Шиих-Дарвазинской площади тектоническим нарушением. Газоводяные контакты (ГВК) здесь отбиваются гипсометрически несколько ниже, чем на Шиих-Дарвазинской площади. Газоносные пласты Топджульбинской площади являются одними из богатых и обладают хорошими промыслово-эксплуатационными свойствами.

В пределах Сернозаводской зоны разрывных нарушений (границы зоны по сенонским отложениям) по аптскому ярусу оконтурены разведочным бурением Топорджульбинская и Чиммерлинская складки. Последующими опробованиями установлена промышленная газоносность этих площадей. Залежи газа отделены друг от друга межструктурным понижением, насыщенным водой, и имеют самостоятельные водяные контакты. На Чиммерлинской площади ГВК проходит ниже, чем на Топорджульбинской.

Кроме рассмотренных площадей с установленной газоносностью, имеются отдельные скважины, в которых получены промышленные притоки газа. Эти скважины расположены в пределах предполагаемых куполов Атабайского, прилегающего к Топджульбинской газоносной площади с юга, Чалджульбинского, расположенного севернее Шиих-Дарвазинской площади, и Шиханлинского (район поселка Серный завод). В настоящее время некоторая часть Зеагли-Дарвазинского поднятия остается еще неразведанной. Не изучен разведочными работами ряд антиклинальных складок—Аккуинская, Джаралтақырская и Дарьялыктақырская,—выявленных структурным бурением по кровле туронских отложений. Обработка всех имеющихся материалов по промысловой геофизике и данных опробования позволяет выделить в разрезе Зеагли-Дарвазинского месторождения газа 20 газоносных пластов. Проводим описание каждого из пластов, используя данные подсчета запасов газа Зеагли-Дарвазинского газового месторождения, подготовленные А. Г. Блискавкой, Г. А. Габриэлянцем, В. В. Колодием, Н. Хаджинуровым и З. Б. Хуснутдиновым.

Пласт А приурочен к кровле туронских отложений. Газоносность пласта установлена на Дарвазинском, Тақырском и Топджульбинском куполах. Самое высокое положение ГВК отбивается на Дарвазинском куполе, на Тақырском он ниже на 6 м, а на Топджульбинском он проводится на 21 м еще ниже. Положения ГВК соответствуют структурным положениям указанных газоносных куполов.

На месторождении существенных изменений литологического состава и коллекторских свойств не наблюдается. Мощность газоносной части пласта на Дарвазинском куполе равна 6 м, на Тақырском доходит до 7 м, а на Топджульбинском достигает 12 м. Открытая пористость колеблется от 0,18 до 0,32. Проницаемость достигает 1118 миллидарси. Средняя газонасыщенность равна 0,60. Карбонатно-глинистая толща сенон-дат-палеогенового возраста является надежной покрывкой, сохраняющей залежь.

Пласт Б выявлен в разрезах четырех разведочных скважин, расположенных на Дарвазинском и Тақырском куполах. Он также приурочен к туронскому ярусу и вскрыт примерно в 60 м от его подошвы.

Пласт Б литологически не выдержан. Хорошие песчаные коллектора имеются только в пределах Дарвазинского и Тақырского куполов.

Газоводяной контакт на Дарвазинском куполе отбивается на 2 м выше, чем на Тақырском куполе. Залежи газа Дарвазинского купола подпираются водой лишь с юго-востока, а на Тақырском куполе—с северо-востока. В остальных направлениях они экранируются литологически плотными породами. Поэтому залежи по типу относятся к литологически экранированным и занимают лишь незначительные сектора указанных куполов. Максимальная мощность газонасыщенной части пласта по скважинам равна 7 м. Коллекторские свойства по своим значениям очень близки вышележащему пласту А.

Пласт В приурочен к кровле отложений сеноманского яруса. Пласт литологически выдержан и является хорошим репером. Он оказался газоносным только лишь на Такырском куполе. Залежь газа водоплавающая, по типу пластово-сводовая. Высота её равна 10 м. Размеры площади газоносности 6×6 км.

Покрышка залежи представлена известковистыми глинами мощностью 25 м. Значения пористости коллектора колеблются в пределах от 0,15 до 0,35. Газонасыщенность составляет 0,60.

Пласт V_1 располагается в верхней части сеноманского яруса, всего на 30 м ниже газоносного пласта В. Пласт насыщен газом на Такырском и Дарвазинском куполах. ГВК Такырской залежи отбивается на 6 м выше Дарвазинской. Северо-западная часть пласта на Дарвазинском куполе замещена глинами. Линия выклинивания служит литологическим экраном.

Такырская залежь пластово-сводовая и имеет внутренний контур газоносности. Средняя вскрытая газонасыщенная мощность пласта на Такырском куполе составляет 3,5 м, а на Дарвазинском куполе — 5,5.

Коллекторские свойства пластов В и V_1 сходные.

Пласт G_1 является первым газоносным пластом в верхнеальбском разрезе. Газоносность пласта в основном зависит от наличия и надежности покрышки. За пределами залежи покрышка часто исчезает и пласт сливается с вышележащей песчаной толщей, в таких случаях ловушки на куполах отсутствуют. Газоносность пласта установлена только на Такырском куполе, на своде которого получен газ с абсолютно свободным дебитом 180 тыс. $m^3/сутки$ при начальном пластовом давлении 64,2 ата.

Газонасыщенная мощность пласта на своде купола достигает 8 м, что соответствует высоте залежи. Залежь водоплавающая, пластово-сводовая. Открытая пористость не более 0,25, а газонасыщенность превышает 0,60.

Пласт Г отделен от пласта G_1 маломощным глинистым прослоем мощностью 10—16 м. Первоначально газоносность пласта Г была выявлена получением промышленного притока газа с абсолютно свободным дебитом 1416 тыс. $m^3/сутки$ на Шихском куполе. Начальное пластовое давление составило 69,8 ата. В последующем был получен газ из пласта Г на Такырском куполе, где абсолютно свободные дебиты газа равны 600 тыс. $m^3/сутки$. Газонасыщенная мощность на сводах структур составляет на Такырской площади 3 м, на Шихской — 5. В обоих случаях залежи водоплавающие, пластово-сводовые, с очень низкими этажами газоносности, небольшие по размерам. Среднее значение открытой пористости составляет 0,28, а для законтурной части — 0,22. Газонасыщенность достигает 0,75.

Пласт I приурочен к средней части верхнеальбского подъяруса. В южном направлении в пределах месторождения происходит полное замещение коллекторов глинами, в пределах Шихского купола пласт полностью исчезает. Газоносность пласта установлена опробованием четырех скважин на Дарваза-Такырской площади. Абсолютно свободные дебиты колеблются в пределах от 32,8 до 300 тыс. $m^3/сутки$. Средние начальные пластовые давления равны 75,4 ата.

Контур газоносности для двух куполов, Дарвазинского и Такырского, общий. В отличие от вышеописанных газовых залежей плоскость ГВК залежи пласта I наклонена на северо-запад. Разница ГВК составляет 6 м. По линии выклинивания пласта, проходящей широтно между Такырским и Шихским куполами, залежь ограничивается литологически непроницаемыми глинами. Газонасыщенная мощность пласта достигает 7 м. Этаж газоносности залежи составляет 50 м. Открытая пористость достигает 0,33, проницаемость — 650 миллидарси, газонасыщенность — 0,65. Размеры залежи в меридиональном направлении составляют 13 км, в широтном — 11.

Пласт II залегает на 15—20 м ниже пласта I. Он оказался газоносным на всех куполах Ших-Дарвазинской площади. На площади месторождения пласт в основном выдержан, лишь в северо-западной части Дарвазинского купола он замещен глинами. Все купола, за исключением Дарвазинского, имеют единые контуры газоносности. Газоносность Ших-Дарвазинской площади доказана опробованием трех скважин

Абсолютно свободные дебиты газа составили 164—350 тыс. н. м³/сутки. Максимальная газонасыщенная мощность, равная 14 м, вскрыта на Пришихском куполе.

Этаж газоносности 36 м. Внутри контуров газоносности пробурено всего 23 разведочных скважины. ГВК Дарвазинского купола находится на 8 м ниже, чем ГВК остальных куполов. Залежи пластово-сводовые с частичными литологическими ограничениями. Открытая пористость изменяется от 0,15 до 0,30. Газонасыщенность составляет более 0,60.

Пласт IIa приурочен к самой нижней части верхнеальбского подъяруса. В разрезах почти половины пробуренных скважин пласт замещен глинами. Пласт газоносен на Шиихском и Топджульбинском куполах. Абсолютно свободный дебит газа, полученного на своде Шиихской складки, составил 502 тыс. м³/сутки, при пластовом давлении 79,2 ата. Газонасыщенная часть пласта достигает 8 м. Залежи пластово-сводовые, водоплавающие, с небольшими этажами газоносности.

Пласт III располагается в подошве ниже альбского подъяруса. Пласт по площади литологически не выдержан. В центральных частях Топджульбинского, Шиихского и Джералтакырского куполов пласт отсутствует. В северной части месторождения эффективная мощность пласта значительно увеличивается. Залежи газа приурочены к Дарвазинскому, Такрыскому, Топорджульбинскому куполам и восточной и западной частям Шиихского купола. Основные запасы газа сосредоточены на Дарвазинском и Такрыском куполах. Пласт III опробован только в пределах Дарвазинского купола в двух разведочных скважинах. Абсолютно свободные дебиты составили 50—376 тыс. м³/сутки. Среднее начальное пластовое давление составляет 86,4 ата. Остальные площади газоносности пласта III выделены по положительным на газоносность коротажным характеристикам. ГВК Дарвазинского купола наклонный, на севере он отбивается на отметке (—) 833 м, а на юге он проходит на 3,5 м выше. Отметки ГВК Такрыского и Топорджульбинского куполов совпадают, а на Шиихском куполе он проходит на 10 м ниже. Газонасыщенная мощность залежей достигает 13 м. Этажи газоносности пласта колеблются от 3 м на Топорджульбинской площади, до 22 м на Такрыской. Пористость пласта равна 0,23, проницаемость 350 миллидарси, газонасыщенность 0,60.

Пласт IIIa появляется в разрезе верхнеаптского подъяруса в восточной половине Зеагли-Дарвазинского поднятия. Газоносность пласта доказана опробованием одной разведочной скважины на своде Топорджульбинского купола.

С юго-запада и северо-востока залежь ограничена линией выклинивания коллекторов, а в остальных частях залежь подпирается водой. Средняя вскрытая газонасыщенная мощность по двум скважинам составляет 3 м. Коллекторские свойства пласта в зоне газоносности не изучены.

Пласт IV приурочен к верхней части верхнеаптского подъяруса и является одним из наиболее изученных газоносных пластов. В этом пласте сосредоточены наиболее крупные запасы газа. Залежи газа обнаружены на Шиих-Дарвазинской, Топджульбинской площадях, на которых опробовано семь разведочных скважин. Абсолютно свободные дебиты достигали на Шиих-Дарвазинской площади до 525 тыс. м³/сутки, на Топджульбинской 920 тыс. м³/сутки. Контур газоносности Шиихского, Пришихского и Такрыского куполов общий для всех и проводится по отметке (—) 850 по горизонтальной плоскости. В силу выклинивания пласта залежь в северо-западном направлении ограничивается литологически. Южная часть залежи ограничена тектоническим нарушением.

Залежь газа Дарвазинского купола занимает только его восточную часть. Из всех пробуренных скважин лишь одна оказалась внутри контура газоносности, остальные либо попали в зону замещения пласта глинами, либо оказались за контуром газоносности. ГВК поэтой единственной скважине отбивается на отметке (—) 855 м в восточной части залежи. Залежь литологически экранированная, с этажом газоносности 4 м.

Плоскость ГВК Топджульбинской залежи наклонена в западном направлении. На востоке ГВК проводится на отметке (—) 859 м, а на западе — на 4 м ниже.

Из пласта IV был получен промышленный приток газа опробованием одной структурно-профильной скважины на предполагаемом Шиханлинском куполе.

Максимальную высоту, равную 30 м, имеет Ших-Дарвазинская залежь.

Средние газонасыщенные мощности пластов колеблются от 2 до 4 м.

По пласту IV наблюдался самый высокий выход конденсата, равный 75 см³/м³ газа. Средняя открытая пористость принимается 0,22, коэффициент газонасыщенности колеблется от 0,54 до 0,78.

Пласт IVa залегаёт также в верхней части верхнеаптского подъяруса. В северо-западной части Ших-Дарвазинской площади и в центральной части месторождения в целом пласт претерпевает литологическое замещение глинами и сильноглинистыми алевролитами. Залежи газа, как и по пласту IV, приурочены к Ших-Дарвазинской, Топджульбинской площадям. В отличие от пласта IV пласт IVa на Дарвазинском куполе не содержит газа, а Топорджульбинская и Чиммерлинская складки оказались газоносными.

Газоносность пласта доказана опробованием на всех площадях газоносности, за исключением Чиммерлинской, где по каротажным диаграммам скважин, расположенных на своде купола, удается легко выделить газонасыщенную часть пласта. Абсолютно свободные дебиты достигают на Ших-Дарвазинском куполе до 1180 тыс. м³/сутки, на Топорджульбинской до 530 тыс. м³/сутки. На Топорджульбинской площади абсолютно свободный дебит составил 120,7 тыс. м³/сутки. Средние начальные пластовые давления по площадям газоносности колеблются от 94,8 ата до 98,5 ата.

Контур газоносности Ших-Дарвазинской площади по характеру и очертаниям почти совпадает с границами залежи пласта IV. Этаж газоносности залежи составляет 34 м. Газонасыщенная мощность в среднем равняется 3 м.

Топджульбинская залежь пласта IVa в отличие от залежи пласта IV имеет горизонтальную плоскость раздела газ—вода.

Этаж газоносности залежи составляет 22 м. Средняя газонасыщенная мощность пласта с вычетом глинизации разреза составляет около 2 м. Залежь по типу пластово-сводовая. Газоводяные контакты Топорджульбинской и Чиммерлинской площадей также горизонтальные и проводятся соответственно по отметкам (—) 883 и (—) 893 м.

Топорджульбинская залежь с северо-востока срезана тектоническим нарушением. Газонасыщенные мощности последних двух залежей в среднем составляют по 2 м. Этаж газоносности Топорджульбинского купола составляет 6, а Чиммерлинского — 4 м.

Открытая пористость по единичным образцам составляет 0,20, проницаемость — 1000 миллиарди, газонасыщенность — 0,67.

Пласт IVб обнаружен в средней части верхнеаптского подъяруса, хорошо прослеживается по всему месторождению и служит опорным горизонтом для структурных построений. Промышленные притоки газа получены из Такырского, Шихского и Топорджульбинского куполов, имеющих самостоятельные газоводяные контакты и тем самым обособленные площади газоносности.

По опробованным скважинам абсолютно свободные дебиты газа по площадям газоносности составили, тыс. м³/сутки:

- на Такырском — 392—936
- „ Шихском — 392
- „ Топорджульбинском — 207

Положительные каротажные характеристики пласта IVб в разрезах скважин, пробуренных на Пришихском и Топджульбинском куполах, позволяют выделить их как самостоятельные газоносные площади.

Самое высокое положение ГВК имеет Шихская залежь, а самое низкое положение — Топорджульбинская.

Все залежи газа пластово-сводовые, водоплавающие, кроме Такырской, имеющей внутренний контур газоносности. На Топорджульбинском куполе залежь с северо-

востока ограничивается предполагаемым тектоническим нарушением. Высоты залежей не превышают 21 м, а средние газонасыщенные мощности по площадям газоносности — 4,5 м.

Открытая пористость по залежам колеблется от 0,15 до 0,27. Проницаемость, по данным промысловых испытаний пласта, составляет около 250 миллиарди.

Коэффициенты газонасыщенности колеблются от 0,64 до 0,73.

Пласт IVв расположен также в средней части верхнеаптского разреза. В северо-западной части месторождения пласт замещается плотными глинами. Он оказался газонасыщенным лишь на Такырском, Шиихском и Пришиихском куполах с самостоятельными контурами газоносности. Газоносность всех указанных куполов доказана опробованием скважин, расположенных на их сводах. Абсолютно свободные дебиты составили на Такырском куполе 428 тыс. н. м³/сутки, на Шиихском — 133,8 тыс. м³/сутки, Пришиихском — 90 тыс. м³/сутки.

Такырская залежь занимает только восточную половину купола в западном направлении она экранирована литологически. Остальные залежи пластово-сводовые. ГВК Такырской залежи имеет самое высокое положение, на Шиихском куполе он отбивается на 6 м ниже, а на Пришиихском куполе он проходит еще на 15 м ниже.

Этажи газоносности не превышают 4 м. Пласт маломощный, а размеры залежей незначительные.

Пористость не более 0,25, а газонасыщенность достигает 0,70.

Пласт V залегае в нижней части верхнеаптского подъяруса. Пласт литологически не выдержан на месторождении. Он газоносен на Шиихском, Такырском, Топджубинском и Топорджубинском куполах и является одним из худших пластов по своим промыслово-эксплуатационным свойствам. Абсолютно-свободные дебиты не превышают 60 тыс. н. м³ в сутки. Залежи газа пластово-сводовые, на Такырской, и Шиихской площадях частично литологически ограниченные.

Топорджубинская залежь с северо-востока органичена тектоническим нарушением.

Газоводяные контакты залежей на различных куполах имеют отличные друг от друга гипсометрические отметки. Этажи газоносности залежей колеблются от 2 м — на Атабайском куполе до 29 м — на Такырском. Газонасыщенные мощности в среднем по площадям газоносности составляют от 1 до 8,9 м.

Открытая пористость колеблется от 0,10 до 0,20, газонасыщенность достигает 0,60.

Пласт Va приурочен к подошве верхнеаптских отложений. Он газоносен только на Такырском и Чиммерлинском куполах. Пласт представлен переслаиванием слабо сцементированных песчаников с алевролитами. На всех остальных площадях (кроме Дарвазинской) этот пласт замещен глинами. На своде Такырского купола получен газ с абсолютно свободным дебитом 463 тыс. н. м³/сутки при пластовом давлении 105,7 ата.

Залежь пластово-сводовая водоплавающая с этажом газоносности 7 м. Средняя газонасыщенная мощность не больше 2,5 м.

На Чиммерлинском куполе скважины не опробованы. По показаниям каротажа, проведенного здесь по двум скважинам, пласт оценивается как газоносный. Этаж газоносности составляет 18 м. Средняя вскрытая газонасыщенная мощность по двум скважинам составляет 2,5 м.

Открытая пористость равна 0,22, газонасыщенность около 0,60.

Пласт VI выявлен в кровле нижнеаптского подъяруса. В литологическом отношении выдержан. Промышленная газоносность его доказана на Шиихском, Топджубинском, Топорджубинском и Пришиихском куполах. Благоприятная каротажная характеристика одной скважины, пробуренной на своде Чиммерлинского купола, позволяет предполагать его газоносность.

Газоводяные контакты всех залежей проходят горизонтально, но для каждой залежи имеют свою абсолютную отметку. Залежи пластово-сводовые, с этажами газоносности не более 14 м. Средние газонасыщенные мощности коллекторов по площадям колеблются от 1,5 до 7,6 м.

Открытая пористость колеблется от 0,20 до 0,31. Средняя величина проницаемости равна 455 миллидарси, газонасыщенности — 0,70.

Пласт VIa отделен от пласта VI глинистой толщей мощностью 40 м. Газ из пласта получен только на Топджульбинском куполе. Вскрытая мощность газонасыщенной части пласта достигает 9 м. Залежь пластово-сводовая с высотой 12,5 м.

По коллекторским свойствам пласт VIa сходен с пластом VI.

Пласт VII установлен в средней части нижеаптского разреза. Из него получен промышленный приток газа с абсолютно свободным дебитом 118 тыс. м³/сутки только на Топджульбинском куполе. Пластовое давление (начальное) составило 118,5 ата.

ГВК четко отбивается на отметке (—) 1059 м. Необходимо указать, что эта отметка в настоящее время является самой нижней границей этажа газоносности всего месторождения. Залежь пластово-сводовая, водоплавающая, с этажом газоносности 5 м. Размеры залежи небольшие. Средняя газонасыщенная мощность коллектора равна 1,7 м. Коллекторские свойства пласта на площади газоносности не изучены.

L. E. AGRANOVSKY,
G. A. GABRIELYANTS,
Z. B. KHUSNUTDINOV.

ON OIL AND GAS POSSIBILITIES IN THE CENTRAL PART OF KARAKUM

Abstract

A detailed characteristic of an important gas region discovered recently in the Central Part of Karakum is given in the present paper.

One of important gas fields of the USSR confined to the Zeagli-Darvaza dome-shaped uplift has been discovered in this area. The extension of the field is about 88×85 km.

Twenty horizons of commercial gas value have been brought out in the Zeagli-Darvaza field as confined to the sequence of strata ranging from Turonian to Aptian, this latter included.

The data available on the geotectonic setting paleogeographical and hydrogeochemical environments, collecting properties of rocks a s. o. attest to oil and gas possibilities of the region as being highly promising.

ЛИТЕРАТУРА

- Габриэлянц Г. А. О первом газовом фонтане в Центральных Каракумах. Геология нефти и газа, № 8, 1959.
- Габриэлянц Г. А., Дикенштейн Г. Х., Семенович В. В. Центральные Каракумы—новая крупная нефтегазоносная область Средней Азии. Советская геология, 1960, № 9.
- Габриэлянц Г. А., Блискавка А. Г., Морозов Г. И., Хуснутдинов З. Б., Хаджинуров Н., Колодий В. В. Зеагли-Дарвазинское газовое месторождение. Геология нефти и газа, 1962, № 11.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОГО КОМПЛЕКСА ТУРКМЕНИИ

В последние годы по всей территории Туркмении в большом объеме проводятся геолого-геофизические работы, имеющие своей целью изучение глубинного строения и установление нефтегазоносности региона. В общий комплекс исследований вошло и геохимическое изучение рассеянного органического вещества, которое выполнено УГиОН при СМ ТССР. Исследования включают аналитические определения и геохимическую интерпретацию лабораторных данных. Материалом для них служил керн разведочных, структурных и структурно-профильных скважин.

В аналитический комплекс входили люминесцентно- и химикобитуинологические анализы и определение органического вещества. Люминесцентный анализ (эталонный и капиллярный) проводился по методике, предусматривающей применение трех растворителей: экстракция хлороформом и петролейным эфиром велась параллельно, спирто-бензолом — последовательно (после хлороформа).

Для химико-битуинологического анализа был применен вариант методов, принятый Методическим совещанием МГиОН СССР в 1959 г., — определение свободного (А) и связанного (С) битума последовательным экстрагированием в аппаратах Сокслета вначале хлороформом, а затем спирто-бензолом. Хлороформенный экстракт свободного битума подвергался компонентному анализу по методу Маркуссона-Саханова и элементарному. Определение содержания органического вещества велось по методу Густавсона-Либиха.

Интерпретация аналитического материала проводилась в трех направлениях:

а) количественная характеристика битумов и органического вещества, б) качественная характеристика их и в) генетическая природа. Выполненный комплекс определений позволил установить в изучаемых разрезах отложения практически небитуинозные, слабобитуинозные и с повышенной битуминозностью. По соотношению кислых и „нейтральных“ компонентов выделялись химические типы битумов — нейтральный, среднего состава и кислый. По совокупности химических данных и характеру распределения в литологически разнотипных разрезах и тектонически различных площадях устанавливался генетический тип органического вещества и битумов. При выполнении работы мы руководствовались основными принципами генетической классификации, разработанными В. А. Успенским (1958, 1961), Н. Б. Вассоевичем (1958), К. Ф. Родионовой (1958, 1960) и др., с учетом своеобразных геологических условий Туркмении.

Различие условий седиментации и процессов тектогенеза обусловили формирование на территории Туркмении литолого-стратиграфических комплексов с индивидуальной геохимической характеристикой органического вещества. Проведенными

исследованиями выявлено многообразие химических и генетических типов органического вещества и установлен характер его распределения в разрезах и по площади. Выявленные в процессе работы закономерности излагаются в статье.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

В начале юры поверхность южной части Туранской плиты представляла собой обширный пенеплен, по которому текло множество постоянных и временных водных потоков, образующих озера. В среднеюрское время континентальный режим осадкообразования временами сменялся прибрежно-морским. В геосинклинальной области, судя по характеру и мощности разреза, в это время господствовал морской режим седиментации. На всей территории Туркмении ниже-среднеюрские отложения характеризуются терригенным составом, присутствием в разрезе многочисленных растительных остатков, а часто и прослоев угля. Вблизи разрушаемых горных сооружений (например, к югу от Султануиз-Дага) разрезы включают прослои галечников и конгломератов.

Отложения верхней юры распространены не повсеместно: на севере (район Ташауза, Питнякская группа складок) они, вероятно, отсутствуют. В начале верхнеюрского времени (келловей-оксфорд) вся территория Туркмении, видимо, была покрыта морем, о чем свидетельствует повсеместное развитие карбонатно-глинистых пород с типичной морской фауной. В кимеридж-титоне наступает регрессия. В связи с этим на юго-востоке накапливается мощная соляно-ангидритовая толща, переходящая в верхней части в красноцветно-соленосную.

В геосинклинальной области морской режим сохранился несколько дольше. Здесь смена морских отложений на континентальные произошла только в титоне. Таким образом, в юрское время на платформе существовала сложная палеогеографическая обстановка: завершение пенепленизации поверхности, старение рельефа и формирование обширной заболоченной равнины, трансгрессия моря и регрессия его, продолжавшаяся и в начале меловой эпохи.

Геохимические исследования органического вещества юрских отложений проведены по кернам большого числа скважин, пробуренных на Центрально-Каракумском своде, в Южном Приаралье, в Приамударьинском и Гаурдакском районах.

Отложения нижней и средней юры

В платформенных районах ниже-среднеюрские отложения представлены алевролитами, песчаниками, глинами и аргиллитами; мощность их 300—400 м. Породы имеют темную окраску, обильно насыщены углефицированными растительными остатками и пиритом, рассеянным в породе и образующим миниатюрные друзы. Исследованиями установлено принципиальное отличие в содержании и составе органического вещества для пелитовых и песчано-алевролитовых пород. Пелитовые породы содержат 1—2% органического вещества, в балансе которого 12—16% битуминозных компонентов, до 0,1% гуминовых кислот и 84—88% остаточного органического вещества. Битумы имеют нейтральный или близкий к нему состав, хлороформенный экстракт характеризуется: элементарный состав — углерод — 79—83%, водород — 8—10%, сера — 1,5—4,3%, компонентный состав — масляная фракция 30—43%, смолы 56—64% (преобладают спирто-бензолные), асфальтены 9—12%. В песчано-алевролитовых породах содержание органического вещества изменяется от 0,4 до 2%, в балансе его 12—88% битуминозных компонентов, до 1% гуминовых кислот и 10—90% остаточного органического вещества. Состав свободных битумов меняется от кислого до резко выраженного нейтрального, соответственно изменяется и соотношение компонентов в хлороформенном экстракте — масляная фракция 24—77%, смолы — 18—70%, асфальтены 2—19%, а также его элементарный состав — углерод 78—84%, водород — 10—13%. Как правило, образцы с высоким содержанием органического вещества обладают повы-

шенной битуминозностью, а в составе битумов основное значение играют „нейтральные“ компоненты, обогащенные масляной фракцией. С этими отложениями связаны промышленные и непромышленные скопления нефти, конденсата и газа на территории Туркмении и в сопредельных районах Узбекистана, Казахстана. Вероятно на стадиях раннего и позднего диагенеза подвижные компоненты сингенетичных битумов, продуцирующихся в пелитовых породах, перемещались в песчано-алевролитовые, где и аккумулировались, то есть протекал процесс первичной миграции.

Отложения верхней юры

Верхнеюрские отложения изучены на юго-востоке Туркмении, в Южном Приаралье. На юго-востоке в разрезе верхней юры выделяются два литолого-стратиграфических комплекса: карбонатные отложения келловей-оксфорда и хемогенно-терригенные кимеридж-титона. В Приамударьинском районе (Фараб, Наразым, Самантеле, Кабаклы) для карбонатной толщи характерна частая и резкая смена концентрации и состава органического вещества и битумов. Так, выход органического вещества колеблется от 0,05 до 0,8%, а битумов* — 0,03—0,5%; в балансе органического вещества битуминозные компоненты составляют 12—99,5%, гуминовые кислоты 0,5—6%, остаточное органическое вещество 0—87%. Изученные битумы преимущественно нейтрального состава. Значительные изменения состава битумов наглядно подтверждают показания компонентного анализа хлороформенного экстракта: масляная фракция 25—67%, смолы 20—78% (преобладают бензолные), асфальтены 4—23%, для элементарного состава характерно повышенное содержание водорода—10—12%. Изменение концентрации и состава органического вещества и битумов, присутствие нефтенасыщенных пород и имевшие место газопроявления промышленного значения — все это свидетельствует о том, что верхнеюрские отложения в основном аккумулировали эпигенетичный нефтяной битум, мигрирующий из нижележащих. По пути миграции шло естественное фракционирование битумов—возрастание роли углеводородных соединений снизу вверх по разрезу. Последнее иллюстрирует диаграмма компонентного состава (рис. 1).

Вышележащий соляно-ангидритовый комплекс кимеридж-титона сложен породами, в которых не более 0,1% органического вещества и практически отсутствуют битумы (менее 0,001%). Однако в образцах, рассеченных множеством трещин, заполненных органическим веществом, содержание последнего достигает 0,4% и в его составе более 90% приходится на долю битуминозных компонентов. В северном направлении происходит сокращение мощности соляно-ангидритовых отложений (Наразым—500—600 м, Кабаклы — 170—200 м), а к западу—район Байрам-Али — их фациальное замещение на карбонатно-терригенно-хемогенные, в которых обнаружен миграционный битум в количестве 0,2—0,8% со следующими показаниями хлороформенного экстракта. Элементарный состав: углерод 83—85%, водород—12—13%. Компонентный состав: масляная фракция 50—79%, смолы бензолные 14—30%, смолы спирто-бензолные 6—20%, асфальтены 0,75—5%. В балансе органического вещества содержится 60—70% битуминозных компонентов.

Венчается юрский разрез красноватым терригенным комплексом, именуемым карабильской свитой (титон). Континентальные условия седиментации с резко выраженным окислительным режимом исключают возможность образования в них сингенетичных нефтяных битумов, что и подтвердили результаты анализов: породы содержат 0,06—0,2% органического вещества и практически небитуминозны. Однако на участках выклинивания соляно-гипсовых отложений или их фациального замещения в карабильской свите установлено присутствие миграционных нефтяных битумов, в хлороформенном экстракте которых от 60 до 82% составляет масляная фракция и не более

*) Здесь и далее, говоря о битуминозности пород, мы подразумеваем сумму хлороформенного и спирто-бензольного экстрактов битума А.

2% асфальтены; элементарный состав хлороформенного экстракта: углерод—83—86% водород—12—13%. В балансе органического вещества битуминозных компонентов до 50%.

Из карабильской свиты имели место обильные газопроявления. Следовательно, карабильская свита за пределами области распространения мощных скоплений соляно-гипсовых отложений является эпигенетично нефтегазоносной.

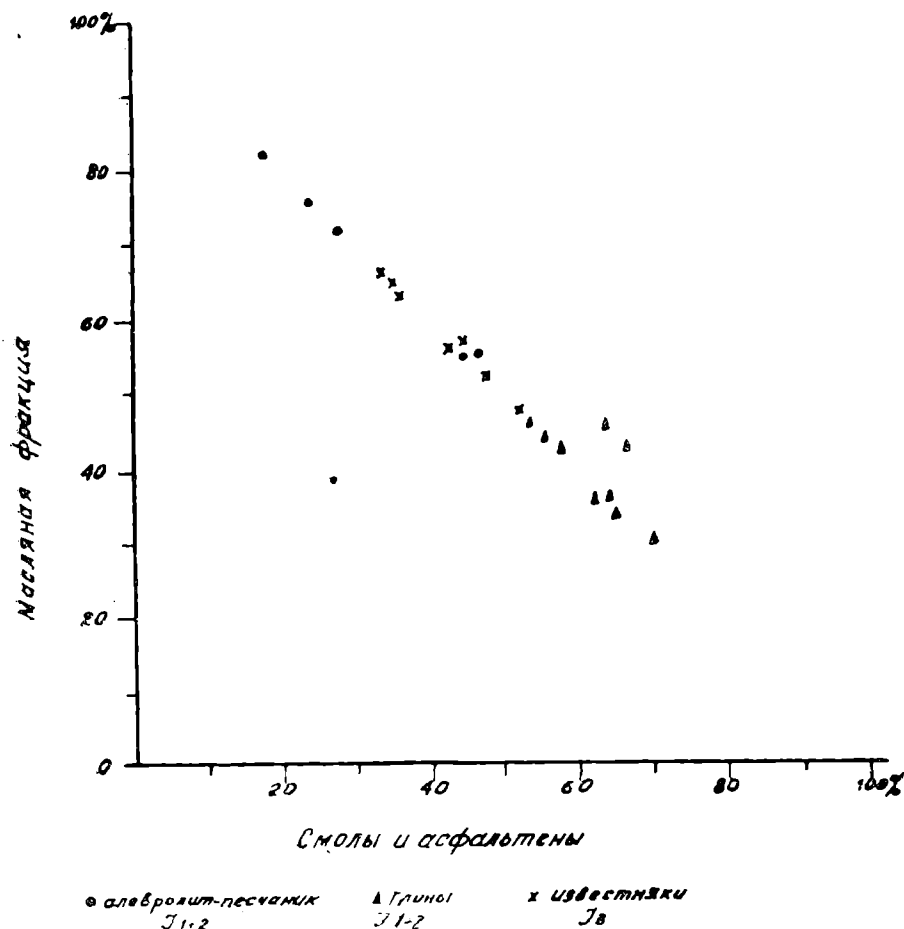


Рис. 1. Характер изменения компонентного состава хлороформенного экстракта битума А в юрских отложениях.

В Гаурдакском районе верхнеюрские отложения представлены теми же фациями, что и в Приамударьинском. Геохимическая характеристика разреза крайне своеобразна и представляет интерес для детальных исследований. В известняках келловей-оксфорда органическое вещество заполняет трещины, каверны и обычно составляет 5—10% на породу (иногда 40 или 0,2%). Содержание битумов 0,1—0,4% (в некоторых образцах 1%); в их составе преобладают „нейтральные“ компоненты, которых в 5—30 раз больше, чем кислых. Элементарный состав хлороформенного экстракта характеризуется содержанием углерода 80—86%, водорода—10—12%; компонентный состав: масляная фракция 40—75% (преобладают масла), смолы 25—50% (преимущественно бензолные), асфальтены 2—24%.

По результатам геохимических и петрографических исследований органическое вещество вторично вмещающим породам. Соляно-гипсово-ангидритовые отложения кимеридж-титона имеют геохимическую характеристику, аналогичную описанной для Приамударьинского района, с той разницей, что в Гаурдаке этот комплекс значительно сильнее разбит трещинами, в которых концентрируется органическое вещество, иногда составляющее 0,6—0,8% породы.

В низах соляно-гипсовых отложений залегают горизонты известняков (*F, D, R*), содержащие миграционный нефтяной битум, хлороформенный экстракт которого характеризуется следующим элементарным составом: углерод 85—86%, водород—12—13%; компонентным составом — масляная фракция до 70% (до 60% масел), смолы 20—30%, асфальтены 3—6%. Органическое вещество на 50—60% состоит из битуминозных компонентов, гуминовых кислот — следы.

На территории Южного Приаралья фациальный характер верхнеюрских отложений значительно меняется. Здесь выделяются красноцветные терригенные отложения келловей, содержащие не более 0,01% органического вещества и практически небитуминозные; сероцветные терригенно-хемогенно-карбонатные породы оксфорда и сероцветные терригенные отложения нижневолжского яруса. В сероцветных породах до 0,5—0,7% органического вещества и до 0,01% сингенетических кислых битумов.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения пользуются на территории Туркмении почти повсеместным распространением, образуя сложный литолого-фациальный комплекс, отражающий палеогеографическую обстановку того времени. Регрессия, начавшаяся в верхней юре, захватила в платформенной области и меловой период. В начале нижнемелового времени (валанжин-готерив) в западных и центральных районах формируется красноцветный терригенный комплекс континентального типа, а на юго-востоке — сложно построенный лагуно-континентальный карбонатного и терригенного состава. На юге в геосинклинальной области седиментация происходит в условиях нормального морского бассейна.

Эпоха регрессии сменяется трансгрессией, продвигающейся с юга на север и захватывающей все новые области. Видимо, в барреме большая часть Туркмении была покрыта водой, что доказывается развитием сероцветных морских отложений и находками фауны. На юго-востоке неустойчивые условия седиментации сохраняются в барреме и даже отчасти в апте.

Апт-альбский бассейн на всей территории был преимущественно мелководным; в нём накапливались терригенные сероцветные осадки, богатые фауной. В различное время описываемого геологического периода на отдельных участках существовали своеобразные условия седиментации.

Верхнемеловые отложения почти целиком образовались в морских условиях. Однако по особенностям литологического состава, фаунистической характеристике, мощности разрезы западной части территории отличаются от восточной, что позволило выделить два типа: западный („восточноевропейский“) и восточный („среднеазиатский“).

Отложения неокомского надъяруса

Низы неокома в платформенной части Туркмении представлены преимущественно континентальными красноцветами, в которых не более 0,2% органического вещества и практически отсутствует битум (до 0,001%). Однако на Центрально-Каракумском своде, в Байрам-Алийской и Питнянской группах поднятий, на площади Кабаклы происходит возрастание битуминозности отложений (до 0,1), битумы имеют нейтральный состав. В отдельных пластах песчаников выход битума составил до 1%, а его хлороформенный экстракт характеризуется элементарным составом — углерод — 83,7, во-

дород — 12,3%; компонентным составом — масляная фракция — 79, смолы 20, асфальтены 0,75%. В балансе органического вещества до 70% битуминозных компонентов.

Следует отметить, что изменение геохимической характеристики красноцветных отложений имеет место на тех участках, где либо выклиниваются соляно-гипсовые отложения верхней юры, либо фациально замещаются, то есть там, где создаются наиболее благоприятные условия для миграции нефтяных битумов из нижележащих отложений. Таким образом, континентальные красноцветы неокома в определенных геологических условиях могут быть эпигенетично нефтегазоносными, что подтвердили результаты геохимических исследований и полученные фонтанные притоки газа на площади Байрам-Али. На юго-востоке Туркмении красноцветные отложения чередуются с породами морского генезиса, роль которых в разрезе возрастает при движении с востока на запад. Морские осадки (мергели, аргиллиты, известняки) содержат 0,3—0,5% органического вещества и до 0,1% нейтральных битумов, для хлороформенного экстракта которых характерен следующий элементарный состав: углерод 75—85%, водород — 10—11,8%; компонентный состав — масляная фракция 23—54%, смолы 50—70%, асфальтены 2—7%. В балансе органического вещества 22—33% битуминозных компонентов, гуминовых кислот до 5%. Не исключено, что описанные отложения являются сингенетично нефтегазоносными. Но более вероятно, что они испытали на себе влияние мигрирующих нефтяных битумов, которые и обусловили их геохимическую характеристику.

Отложения аптского яруса

По особенностям литологического состава в платформенной части можно выделить два основных типа аптского разреза — западный и восточный. Западный тип развит на площади Краснодарский полуостров — Центральные Каракумы и характеризуется глинисто-алевритовым составом; восточный — на юго-востоке Туркмении и представлен песчаниками и известняками (глины существенного значения не имеют). В западных районах и Южном Приаралье органическое вещество и битумы распределены соответственно составу вмещающих пород — более высокие показания характерны для глин (органического вещества 0,7—2,0%, битумов 0,04—0,07%), пониженные — для песчано-алевролитовых разностей (соответственно 0,3—1% и 0,02—0,04%). Битумы имеют кислый состав; даже хлороформенный экстракт состоит на 75—85% из смолисто-асфальтеновых соединений и только 20—25% приходится на долю масляной фракции. Элементарный состав экстракта следующий: углерод 74—78%, водород 10—11%. В балансе органического вещества битуминозных компонентов 5—29%, гуминовых кислот 12—18%, остаточного органического вещества 40—82%.

На Центрально-Каракумском своде и на южном склоне платформы аптские отложения имеют однотипную с альбскими геохимическую характеристику, поэтому их совместное описание будет дано ниже.

На юго-востоке Туркмении аптские отложения недостаточно изучены. По имеющимся данным можно заключить, что глинистые разности пород более обогащены органическим веществом и битумами, чем карбонатные и песчано-алевролитовые. Так, выход органического вещества в глинах и аргиллитах составляет 0,4—0,6%, а в известняках и песчаниках — 0,2% и менее, соответственно битума — до 0,05 и до 0,03%. Однако в разрезах аптских отложений на Байрамалийской площади были обнаружены алевролиты, в которых выход битума составил 0,08%, а хлороформенный экстракт его имеет элементарный состав: углерод 82—98%, водород 11,04; компонентный — масляная фракция 48%, бензольные смолы 31, спиртобензольные смолы 21,2, асфальтены 6,42.

Битумы из аптских отложений в пределах рассмотренных площадей в основном сингенетичны вмещающим породам, только на Байрамалийской площади, судя по распределению и составу, вероятно присутствие миграционного битума.

Альбские отложения исследовались наиболее детально, так как с ними связаны многочисленные нефте-газо-битумопроявления и промышленные скопления газа на территории Туркмении и Казахстана; в Узбекистане и Афганистане к ним приурочены залежи нефти.

В альбское время осадкообразование в Туркмении происходило в морских условиях. Бассейн испытывал, видимо, более стабильное погружение на юго-востоке, что привело к формированию двух отличных типов разреза — западного и восточного. Западный тип представлен алевролито-песчанистыми и глинистыми породами, причем последние преобладают в низах разреза; восточный сложен глинами и аргиллитами с редкими и маломощными прослоями песчаников и известняков, приуроченных к верхам разреза. Условная литолого-фациальная граница одновременно является и границей основных геохимических зон (рис. 2). Однако в каждой зоне существенное влияние на геохимическую характеристику отложений оказали и вторичные факторы (тектогенез, миграция флюидов из залежей). В западных районах и Южном Приаралье распределение органического вещества и битумов связано с составом пород. В глинах органического вещества содержится 0,8—1,5%, битумов — до 0,1%; в песчаниках и алевролитах — соответственно 0,2—0,6% и 0,01—0,05%. Преобладают битумы, в которых основную роль играют кислые соединения. Элементарный состав хлороформенного экстракта: углерод 71,5—78%, водород 10—11%; компонентный состав — масляная фракция 25—35%, смолы 50—70%, асфальтены 6—20%. В балансе органического вещества битуминозных компонентов не более 18%, гуминовых кислот — 6—59%. Таким образом, в пределах описываемых площадей в альбских отложениях присутствуют битумы преимущественно кислого состава, концентрация которых как в разрезах, так и по площади изменяется в зависимости от состава вмещающих пород — все это свидетельствует о том, что они сингенетичны.

На Центрально-Каракумском своде в аптских и альбских отложениях установлено чрезвычайно сложное распределение химических и генетических типов органического вещества. Присутствие газоконденсатной залежи, обилие тектонических нарушений, служивших путями свободной миграции флюидов и одновременно способствовавших активизации процессов окисления, — все это изменило первоначальную характеристику отложений. Битуминозность пород колеблется от 0,01% до 0,5%. Разнообразие химических типов битумов видно из показаний хлороформенного экстракта: элементарный состав — углерод 72—84,5%, водород — 9,5—12,9%; компонентный состав — масляная фракция 16—94%, смолы — 3—75%, асфальтены — 0,5—24%. В балансе органического вещества на долю битуминозных компонентов приходится 6—68%, гуминовых кислот — 0,2—85%, остаточного органического вещества 10—93%. При рассмотрении баланса органического вещества обращает на себя внимание тот факт, что высокое содержание гуминовых кислот установлено для образцов песчано-алевритовых пород, содержащих эпигенетичный битум, тогда как в глинистых разностях количество их незначительно. Последнее предположительно можно объяснить окислением нефтяных битумов до вторичных гуминовых кислот. На склонах Центрально-Каракумского свода, где отсутствуют разрывные нарушения, в разрезах альбских отложений обнаружено присутствие миграционных битумов, что определяет перспективы этих участков. Таким образом, на Центрально-Каракумском своде в разрезе апт-альбских отложений битуминозное вещество представляет собой смесь сингенетичных и эпигенетичных образований, в которой преобладает одна из генетических форм. Распределение органического вещества, как правило, определено составом вмещающих пород — высокие показания преобладают в глинах и тонких алевролитах (0,6—1,5), низкие — в песчаниках (до 0,6%). Но были образцы песчаников, в которых количество органического вещества достигало 1% (эти же пласты обладали и повышенной битуминозностью).

Аналогичная геохимическая характеристика апт-альбских отложений установлена в районе Ташауза и на площади Казы.

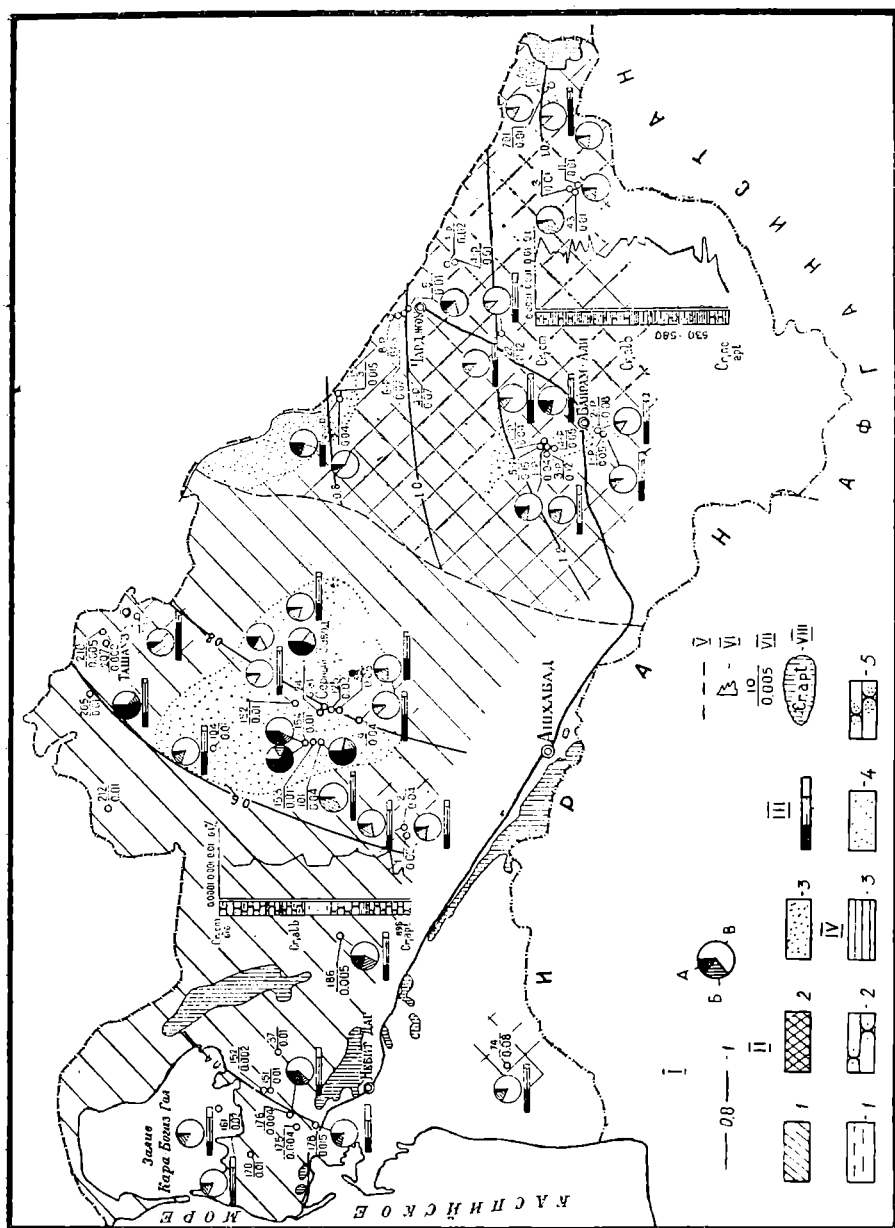


Рис. 2. Карта распространения рассеянного органического вещества и битуминозности альбских отложений Туркмении.

I. Органическое вещество

1—изолинии равных содержаний органического вещества в породах (медянные значения в %), 2—баланс органического вещества: а—гуминовые кислоты, б—битумы, в—остаточное органическое вещество.

II. Битум

1—область распространения сингенетических битумов кислого состава в количестве 0.001—0.01%, 2—область распространения сингенетических битумов нейтрального состава в количестве 0.01—0.05%, 3—область распространения сингенетических и эпигенетических битумов в количестве до 0.1%.

III. Компонентный состав хлороформного битума А (химическо-битуминологический анализ)

1—масляная фракция, 2—смолы бензольные+спирто-бензольные, 3—асфальтены.

IV. Литология опорных разрезов

1—глины, 2—песчаники, 3—аргилитоподобные глины, 4—пески, 5—алевролиты.

V. Условная литолого-фациальная граница

VI. Кривая люминесцентного каротажа

VII. $\frac{10}{0,05}$ — число в числителе означает номер скважины, в знаменателе — медиану %-ого содержания битума в данном разрезе

VIII. Выходы на поверхность доальбских отложений

На юго-востоке Туркмении альб сложен преимущественно темноцветными глинисто-аргиллитовыми породами, обогащенными органическим веществом (1—2%) и битумами (0,04—0,1%) нейтрального состава. Песчано-алевролитовые отложения, присутствующие в верхах разрезов или составляющие основную часть их по периферии рассматриваемой площади, более бедны органическими соединениями (органического вещества до 0,6%, битумов обычно кислого состава до 0,04%). „Нейтральные“ компоненты битумов из пелитовых пород состоят на 40—60% из масляной фракции, 30—50% приходится на долю смол (преобладают бензольные) и не более 10% — на долю асфальтенов; состав этих же компонентов в песчано-алевролитовых породах изменяется в сторону увеличения смолисто-асфальтеновых соединений. Однако на площадях Кабаклы, Джиликумы, Гагаринская и в Байрамалийском районе во многих образцах песчаников и алевролитов органическое вещество присутствовало в количестве 1—2%, битум — 0,1%. В составе битумов преобладают „нейтральные“ компоненты следующего состава: элементарный — углерод 80—83%, водород 10—12%; компонентный состав — масляная фракция 45—54%, смолы 45—50%, асфальтены 1—9%. Таким образом, в Юго-Восточной Туркмении с пелитовыми породами альба связано образование сингенетических маслянистых битумов, а в песчано-алевролитовых периферийных участках имели место скопления эпигенетического битуминозного вещества.

Отложения сеноманского и туронского ярусов

Осадконакопление в верхнемеловую эпоху по всей Туркмении происходило в мелководном морском бассейне. На большей части территории сеноманский и туронский ярусы представляют собой в общем единый литологический комплекс (песчано-алевролитовые отложения с прослоями глин и известняков) с однотипной геохимической характеристикой. Распределение органического вещества в разрезах соответствует составу вмещающих пород: максимальные содержания характерны для глин (до 1%), минимальные — для известняков и песчаников (0,1—0,3%); в алевролитах — 0,3—0,6%. На площадях Байрам-Али, Майская, Кабаклы и особенно на Центрально-Каракумском своде указанная закономерность нарушается в сторону возрастания количества органического вещества в породах-коллекторах (до 1%). Сеноман-туронские отложения могут быть отнесены к категории слабобитуминозных, так как выход битумов обычно кислого состава составляет 0,01—0,05%. Исключением являются разрезы на Центрально-Каракумском своде, где происходит возрастание битуминозности пород с глубиной (0,01—0,04% — в туроне и 0,04—0,1% — в сеномане) и преобладают нейтральные битумы, хлороформенный экстракт которых характеризуется: элементарный состав — углерод 79—81,2%, водород 10—12%, компонентный состав: масляная фракция 25—76%, смолы 22—70%, асфальтены 0,4—8%. Причем в пористых породах хлороформенный экстракт более чем на половину состоит из масляной фракции,* а в глинах — из смол, что, вероятно, является следствием аккумуляции маслянистых компонентов в породах-коллекторах. Присутствие нейтральных битумов было установлено и на площадях Байрам-Али, Майская, Кабаклы, Кирпичли.

По единичным определениям, проведенным для туронских отложений в Кушкском районе (площадь Карачоп), где они представлены глинистыми известняками, выявлено присутствие нейтральных битумов в количестве до 0,1%. Показания элементарного состава хлороформенного экстракта следующие: углерод 80%, водород 10—12%; компонентного состава — масляная фракция 30—50%, смолы 50—70%, асфальтены до 6%.

В районе Красноводского полуострова и к востоку от него, в Прикарабагазье сеноманский ярус отделяется от туронского по резкой смене литологического состава. Геохимическая характеристика сеноманских отложений аналогична таковой для альбских, а карбонатные породы турона содержат не более 0,2—0,3% органического вещества и являются практически небитуминозными. Таким образом, исследованиями

установлено, что сеноман-туронские отложения вряд ли можно рассматривать как сингенетично нефтегазоносные. Однако в разрезе этого комплекса широко развиты породы-коллектора, способные аккумулировать миграционный битум, то есть он может быть эпигенетично нефтегазоносным. Присутствие миграционных битумов в сеноман-туронских отложениях на Центрально-Каракумском своде, в Кушкинском районе, изменение состава битумов (возрастание их нейтральности) на площадях Байрам-Али, Майская, Кабаклы, Кирпичли подтверждает высказанное.

Отложения сенонского надъяруса

Отложения сенонского надъяруса вскрыты многочисленными скважинами и достаточно детально изучены. Условия седиментации в сенонское время испытывают значительные изменения по площади, в результате чего формируются различные по составу и мощности комплексы отложений. От Красноводского полуострова и примерно по меридиан Серного завода сенон представлен карбонатными породами, в которых 0,1—0,2% органического вещества и до 0,001% кислых битумов (элементарный состав хлороформенного экстракта: углерод 66—72%, водород 9—10%), то есть это — практически небитуминозные отложения. На тех участках, где несколько возрастает глинистость разреза (Центрально-Каракумский свод, Южное Приаралье), соответственно увеличивается битуминозность пород до 0,01—0,03%. На юго-востоке Туркмении выделяются два района с отличным литологическим составом сенонских отложений и геохимической характеристикой — Кушкинский и Байрамалийский.

Результаты геохимических исследований в Кушкинском районе представляют большой интерес, так как здесь из сенонских отложений имели место промышленные притоки горючего газа, в составе которого более 8% приходится на долю тяжелых углеводородов. Сенон в Кушкинском районе сложен карбонатно-терригенными породами, содержание органического вещества и битуминозность которых испытывают значительные изменения. Так, выход органического вещества колеблется от 0,1 до 1%, битумов — 0,03—0,5%. Значительно изменяется и состав битумов, что наглядно подтверждается анализом хлороформенного экстракта. Элементарный состав: углерод 70—85%, водород 9—12,3%; компонентный состав — масляная фракция 30—60%, смолы 30—50%, асфальтены 1—7%. В балансе органического вещества битуминозные компоненты составляют 8—50%, гуминовые кислоты 1—6%. Для всего района характерно возрастание нейтральности битумов с глубиной. Наиболее маслянистые битумы установлены в разрезах площадей Карачоп и Тумбинской.

В Байрамалийском районе (от Байрам-Али и севернее) сенон представлен терригенно-карбонатными породами, в которых от 0,2 до 0,8% органического вещества (повышенные значения характерны для глин, низкие — для песчаников и известняков) и 0,01—0,05% битумов преимущественно кислого состава. Однако в сводах некоторых поднятий (Кабаклы, Кирпичли) сенонские отложения обладают более высокой битуминозностью; битумы нейтральные или близкие к ним.

Таким образом, геохимическая характеристика сенонских отложений на большей части территории обусловлена только первичными процессами седиментации; органические компоненты горных пород сингенетичны. Последнее подтверждается характером их распределения в разрезах и по площади, составом. Несомненно присутствие миграционных битумов в Кушкинском районе. Влиянием миграционных битумов, очевидно, можно объяснить изменение битуминозности сенонских отложений в сводах поднятий Кабаклы, Кирпичли.

Отложения датского яруса

Присутствие датских отложений в платформенной части Туркмении палеонтологически доказано только для западных и центральных районов, где они представлены известняками мощностью от 3 до 50 м, содержащими не более 0,1% органического вещества и до 0,005% битумов кислого состава.

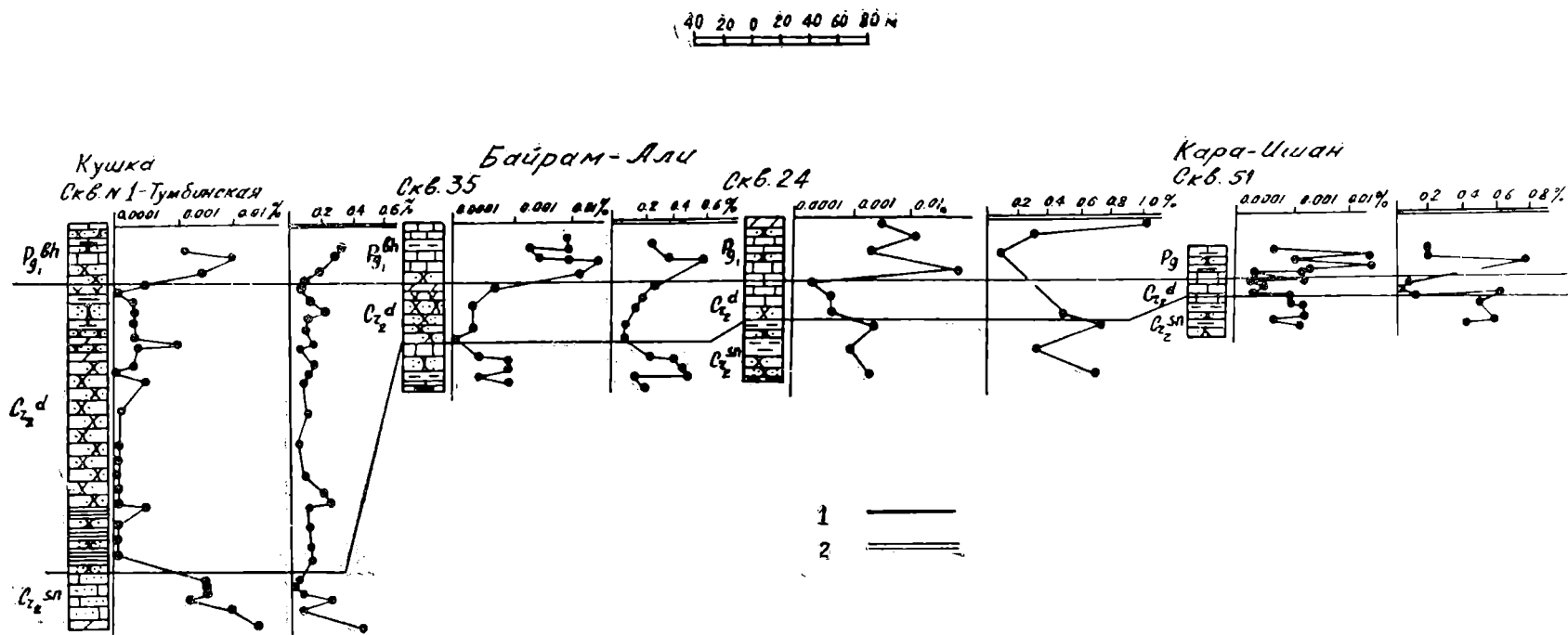


Рис. 3. Схема сопоставления геохимической характеристики датских отложений участков: Кушка—Байрам-Али—Кара-Ишан.

Условные обозначения:

———— битуминозность, % (люм. анализ), ===== содержание органического вещества, %.

В Кушкинском районе пачка красноцветных загипсованных терригенных пород условно отнесена к датскому ярусу. Указанные отложения содержат не более 0,1% органического вещества и до 0,001% кислого битума.

На остальной части Юго-Восточной Туркмении датские отложения не выделены и считается, что они размыты. Однако многочисленные попытки установить разрыв между сеноном и бухарскими слоями успехом не увенчались. На основании геохимических исследований в скважинах, расположенных в Байрамалийском районе к северо-востоку от него, установлено, что между слабобитуминозными сенонскими отложениями и бухарскими слоями, обладающими повышенной битуминозностью, расположена пачка практически небитуминозных пород (загипсованные сероцветные и красноцветные известняки, алевролиты и песчаники). Мощность пачки сокращается в северном направлении от 40 м до 9 м. Сопоставляя геохимическую характеристику сенон-бухарского комплекса Кушкинского района с таковым в описываемом районе, была установлена полная аналогия, что дало право предварительно возраст выделенной пачки определить как датский (рис. 3).

Таким образом, материалы геохимических исследований свидетельствуют о том, что по всей территории Туркмении в датское время не существовало условий, благоприятных для накопления органического вещества и битумообразования.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеографическая обстановка в палеогеновое время была довольно сложной, хотя осадкообразование почти всюду происходило в морских условиях. В палеоцен-нижнеэоценовое время в западных и центральных районах существовал обмелевший морской бассейн, накапливающий глинисто-карбонатные отложения иногда пестроцветные. На юго-востоке в это же время осадкообразование происходило сначала в лагунно-морском бассейне (бухарский век) со своеобразным геохимическим режимом, который затем сменился нормальным морским (сузакский век). В средне- и верхнеэоценовое время вся территория была покрыта морем, где происходит накопление глинисто-карбонатных осадков. Характерной особенностью среднеэоценовых разрезов является присутствие в них вулканогенных образований. На юго-востоке к концу эоцена и в олигоцене бассейн значительно мелеет; в разрезах появляются песчано-алевролитовые разности, часто красноцветные с прослоями хемогенных. Последнее свидетельствует о том, что в конце палеогена на юго-востоке Туркмении подготавливается переход от морских условий седиментации к континентальным, господствующим в неогеновое время.

Палеоэоценовые отложения

В западных и центральных районах Туркмении палеоэоценовые отложения имеют мощность до 10 м и литологически аналогичны нижнеэоценовым. Изучены они в единичных образцах и имеют ту же геохимическую характеристику, что и нижнеэоценовые, поэтому описание им будет дано совместно ниже.

На юго-востоке палеоэоценовые отложения (бухарские слои) по литологическому составу и геохимической характеристике четко отделяются от ниже- и вышележащих осадков. В пределах самого комплекса по площади происходят значительные изменения литологии, мощности и геохимической характеристики органической части пород.

В Кушкинском районе породы имеют повышенную битуминозность (до 0,1%); преобладают битумы нейтрального состава, распределение которых в разрезах и по площади неравномерно. От центральных структур района (Тумбинская, Караганская) на восток (Бердыклычевская) уменьшается общее количество нейтральных компонентов свободного битума и изменяется их состав. Показательны в этом отношении содержания масляной фракции: для центральных структур — 50—70%, для восточных — до 35%. Органическое вещество также распределено неравномерно: в карбонатно-

терригенных породах его выходы составляют 0,2—2%, в хемогенных—до 0,2%. К северу снижается битуминозность отложений (от 0,02—0,05% до 0,01%), и в составе битумов возрастает содержание кислых соединений.

Таким образом, бухарские слои в геохимическом отношении представляют своеобразный комплекс, в котором содержание и состав органической части определяется как режимом осадко-образования, так и процессами вторичного характера. Отсутствие закономерной связи между составом вмещающих пород и содержанием органических компонентов, нейтральный состав битумов (в отдельных образцах „нейтральные“ соединения состоят преимущественно из масел)—все это свидетельствует о том, что в Кушкинском районе бухарские отложения содержат, вероятно, как сингенетичные, так и эпигенетичные органические образования. В северных районах установлено присутствие сингенетичных форм.

Эоценовые отложения

Отложения эоцена широко развиты в Туркмении и изучены по всей территории. Представлены они преимущественно глинисто-мергелистыми породами, и только на юго-востоке республики верхи разреза (частично алайские и туркестанские слои) сложены песчано-алевролитовыми отложениями, которые в Кушкинском районе содержат прослои туфогенных образований. Глинисто-мергелистые породы почти повсеместно характеризуются высоким содержанием органического вещества (1—3%) и битумов (0,05—0,3%). Исключение составляют низы эоценового разреза на площади Прикарабагзя, Краснодарского полуострова и к востоку от него, где пачка пестроцветных глинисто-мергелистых отложений содержит не более 0,2—0,4% органического вещества и практически небитуминозна. В отдельных горизонтах эоценового разреза происходит резкое возрастание в содержании органического вещества и битумов, что, вероятно, связано со специфическими условиями седиментации. Так, на западе выделяются рыбные слои (кумская свита), в которых органического вещества 2—5% и битумов 0,1—0,3%. В центральных и восточных районах установлено присутствие в низах эоценового разреза пластов битуминозных сланцев, состоящих на 15—45% из органического вещества. В песчано-алевролитовых отложениях, слагающих верхи эоценового разреза на юго-востоке Туркмении, происходит снижение содержания органического вещества до 0,4% и битумов до 0,01%. В Кушкинском районе эта часть разреза сложена практически небитуминозными породами, в которых органического вещества не более 0,2%. Битумы в эоценовых отложениях преимущественно кислого состава, о чем свидетельствуют элементарный и компонентный состав хлороформенного экстракта. Элементарный состав: углерод 73—78%, водород 9—11%, компонентный состав—масляная фракция 18—31%, смолы 63—86%, асфальтены 4—10%. Более нейтральным составом обладают битумы из рыбных слоев и битуминозных сланцев, вскрытых в зонах прогибов и впадин. Существенно изменяется состав битумов из сланцев на Центральном-Каракумском своде: даже хлороформенный экстракт их представлен в основном смолисто-асфальтеновыми соединениями (смола 55—65%, асфальтенов 27—42%), а масляная фракция составляет „следы“—8%. Указанное, вероятно, является следствием того, что в начале палеогена имел место подъем Центрально-Каракумского свода, сопровождавшийся омерлением бассейна и активным влиянием окисляющих факторов. Таким образом, эоценовые отложения представляют собой комплекс со своеобразной ярко выраженной геохимической характеристикой, сохраняющейся в общем по всей территории без сколько-нибудь заметных изменений. Судя по характеру распределения органического вещества и битумов в отдельных разрезах и по площади и их составу, в эоценовых отложениях органические компоненты сингенетичны вмещающим породам.

Олигоценовые отложения, как и вышележащие неогенчетвертичные, практически не изучены. По малочисленным определениям, проведенным в центральных и восточных районах, где они представлены в континентальной фации, содержание органического вещества в них не более 0,1%, а битумы практически отсутствуют.

Таким образом, в отрезок геологического времени от юрской эпохи до современной на территории Туркмении неоднократно изменялись условия седиментации, которые в одних случаях сопровождались интенсивным накоплением органического вещества и битумообразованием, в других—затуханием этих процессов. В нижне- и среднеюрское, альбское и палеогеновое время режим осадкообразования был наиболее благоприятен для накопления и захоронения органического вещества, дальнейшего преобразование которого в битум протекало различно. Предполагаем, что процесс генерации нефтяных битумов полностью завершился в глинисто-аргиллитовых породах нижне- и среднеюрского возраста, маслянистые компоненты которых мигрировали в песчано-алевролитовые отложения рассматриваемого комплекса, карбонатные породы верхней юры, а в зонах фациального замещения гаурдакской свиты заполняли последнюю и проникали в вышележащие терригенные красноцветы карабильской свиты и нижнего неокома. Юрские отложения следует рассматривать как первый нефтегазоносный этаж, в котором присутствуют как нефтегазопроизводящие, так и нефтегазосодержащие породы. В альбское время благоприятные условия существовали, вероятно, только на юго-востоке Туркмении, так как здесь повсеместно установлено присутствие сингенетичных нейтральных битумов. Однако малочисленность вторичных проявлений битуминозности ставит под сомнение завершенность процесса нефтеобразования; либо следует предположить существование далекой латеральной миграции и зоны фациального изменения альба (периферийные области). В палеогеновую эпоху по всей территории накапливаются значительные количества органического вещества и битумов, вплоть до образования пластов битуминозных сланцев. Вместе с тем, сингенетичный битум имеет кислый состав, а вторичные формы его не обнаружены. Однако газометрическими исследованиями установлена повышенная газонасыщенность эоценовых отложений на всей территории, что позволяет их считать возможно сингенетично газоносными.

O. V. BARTASHEVICH

ORGANIC SUBSTANCE OF THE MESOCAINOZOIC COMPLEX OF TURKMENIA

Abstract

Sedimentary environments over the Turkmenian territory changed on repeated occasions from Jurassic up to the present time. In certain cases they were attended by an intensive accumulation of organic matter and bitumen formation, while in other ones these same processes faded out.

The regime of sedimentation which existed through Lower-Middle Jurassic, Albian and Paleogene times was most favourable for the organic matter to be accumulated and buried, while its farther change into bitumen was effectuated in various ways. We assume the processus of petroleum bitumens formation to be fully completed in the clayey-argillaceous sediments of Lower-Middle Jurassic age. Their unctuous components subsequently migrated into sandy-aleurolitic and carbonate rocks (Upper Jurassic) to make up secondary accumulations.

The Jurassic assemblage may be considered the first gas-oil-bearing stage including both oil-gas-yielding and oil-gas-containing deposits. In the course of Albian time only at the South-East of Turkmenistan could possibly exist favourable geochemical medium for syngenetic petroleum bitumens to be formed, as this is the area of their ubiquitous presence. Yet epigenetic bitumens having not been revealed in the precited as well, as in the overlying rocks within the distribution areas of Upper-Jurassic salt-gypseous deposits, this process is hardly completed.

During Paleogene organic matter and bitumens were accumulated all over the territory in such important amounts as to form oil shale beds. For all that syngenetic bitumen reveals an acid composition and its epigenetic forms are absent. Consequently, Paleogene deposits cannot be considered as syngenetically-oil-gas-bearing ones. This may find a possible explanation in the insufficient effect of metamorphism processes. Neocomian, Aptian, Upper Cretaceous deposits all through the territory and Albian ones in the West and Central regions of the Republic are possibly epigenetically oil-gas-bearing under certain structural environments.

ЛИТЕРАТУРА

- Вассоевич Н. Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба). Гостоптехиздат, 1958.
- Геология СССР, т. XXII, ч. I. Госгеолтехиздат, 1957.
- Родионова К. Ф. и др. Характеристика органического вещества продуктивного девона скв. 44 Шкаповского месторождения. Гостоптехиздат, 1958.
- Родионова К. Ф. и др. Геохимическая характеристика живецких отложений на Павловской, Ташлиярской, Актагской площадях Ромашкинского месторождения. Гостоптехиздат, 1960.
- Успенский В. А. и др. К разработке генетической классификации рассеянного органического вещества. Гостоптехиздат, 1958.
- Успенский В. А. и др. Основные пути преобразования битумов в природе и вопросы их классификации. Гостоптехиздат, 1961.

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ ЮРСКИХ МОРСКИХ БАССЕЙНОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ ПО АММОНИТАМ

На обширной территории Среднеазиатской части СССР юрские отложения имеют широкое распространение. Генетические и литологические комплексы их весьма разнообразны. Здесь можно встретить континентальные, континентально-лагунные, прибрежно-морские и морские образования. Представлены они конгломератами, гравелистами, песчаниками, алевролитами, глинами, мергелями, известняками, а также углями и различными солями. По характеру фаций и мощностям юрских отложений в Средней Азии достаточно отчетливо выделяются две области, резко отличные по условиям осадконакопления. Области эти связаны с двумя различными геотектоническими зонами. Большая—северная часть региона характеризуется небольшой мощностью юрских осадков и накоплением отложений платформенного типа. Меньшая, южная часть рассматриваемой территории характеризовалась длительным прогибанием, то есть представляла собой геосинклинальную зону, где накапливались мощные осадки (до 5000 м).

Морские юрские отложения со стеногалинной фауной распространены на территории южных и западных районов Средней Азии и на Мангышлаке. Эти районы и рассматриваются в настоящей статье. Юрский период характеризовался богатым развитием органического мира, в частности беспозвоночных животных, среди которых основной группой биостратиграфического значения для морских отложений являются амmonoидеи.

Монографическое изучение юрских амmonoидей Средней Азии фактически начато сравнительно недавно (Сибирякова, 1961; Аманниязов, 1961, 1962; Крымгольц, Аманниязов и др., 1962; Дронов и Андреева, 1962). Однако в настоящее время имеется уже достаточно данных, чтобы по аммонитам наметить различные провинции в юрских морях Средней Азии.

Распространение юрских амmonoидей неравномерно как по стратиграфическому разрезу, так и по площади. Появление аммонитов на территории Средней Азии наблюдается впервые во второй половине раннего лейаса.

Раннеюрские аммониты известны только на территории юго-западной части Юго-Восточного Памира (Дронов и Андреева, 1962). Здесь ранне- и среднелейасовые аммониты характеризуются в основном представителями родов *Vermiceras* в лотарнигское, *Epideroceras* в раннеплинсбахское и *Arietoceras* в домерское время.

С наступлением позднего лейаса наблюдается резкое увеличение числа родов аммонитов. В тоарское время в море Памира существуют представители родов *Porpoceras*, *Harpoceras*, *Dactylioceras* (в раннем тоаре) и *Grammoceras*, *Pseudogrammoceras*,

Hammatoceras, *Dumortieria* (в позднем тоаре). В конце тоарского века вымерли почти все представители ранее существовавших родов и со среднеюрской эпохи появляются новые роды.

Аммониты ааленского яруса также известны лишь на территории Юго-Восточного Памира. В нижнем аалене распространены представители *Leioceras*, *Pseudoleioceras*, *Cattuloceras*, *Hammatoceras*, в верхнем аалене — *Lytoce ras*, *Lugwigella*, *Fontannesia*. Таким образом, только во второй половине ааленского века наблюдается появления *Lytoceratidae* в Средней Азии.

Раннеюрские и ааленские аммониты в остальных районах Средней Азии отсутствуют. Нет там и соответствующих отложений. Лишь на территории Большого Балхана и Копет-Дага можно предполагать наличие морских нижнеюрских отложений на значительных глубинах.

В течение среднеюрского времени происходило постоянное расширение морей. Наблюдаются следы непродолжительных вторжений морских трансгрессий, иногда глубоко проникавших в глубь суши и быстро менявших свои очертания.

Среднеюрские аммониты имеют широкое распространение на территории Средней Азии. Они известны на Памире, появляются в Кугитанге, на Большом Балхане, Мангышлаке и на Туаркыре (в конце бата).

Раннебайосские аммониты известны в районе Большого Балхана. Здесь встречаются представители родов: *Witchellia*, *Sonninia*, *Sphaeroceras*, *Stephanoceras*, *Otoites*, *Oppelia*, и на Юго-Восточном Памире — *Witchellia*, *Sphaeroceras*, *Darallelia*.

В верхнем байоссе на Большом Балхане встречаются *Holcophylloceras*, *Calliphylloceras*, *Partschiceras*, *Sphaeroceras*, *Parkinsonia*, *Kubanoceras*, на Юго-Восточном Памире — *Strenoceras*, *Parkinsonia*, *Garantiana*. Появляются представители *Parkinsonia* на Мангышлаке и на юго-восточных отрогах Гиссарского хребта. Во всех этих районах в позднебайосское время преобладающее место занимают представители *Parkinsonia*.

В нижнем бате на Большом Балхане встречаются *Calliphylloceras*, *Nanolytoceras*, *Cadomites*, *Oppelia*, *Procerites*; на юго-восточном Памире — *Cadomites*, *Zigzagiceras*. В обоих этих районах продолжают существование редкие представители рода *Parkinsonia*. В остальных районах Средней Азии аммониты из нижнего бата неизвестны. Это связано, в частности, с уменьшением площади морских бассейнов, с поднятиями ряда участков. Кроме того, надо иметь в виду общее сокращение распространения аммонитов в раннебатское время, которое отчетливо наблюдается и в других районах земного шара. В. Аркелл (1961) связывает это с уменьшением их количества, а также с задержкой в эволюции аммонитов.

В верхах верхнего бата начинают чаще встречаться представители семейства *Perisphinctidae*. Они известны на Кугитанге, Памире, Большом Балхане и Туаркыре. Реже встречаются *Oppelia*, *Oecotraustes* и *Hecticoceras*.

В келловейском и оксфордском веках нисходящие движения охватывают почти всю территорию запада Средней Азии, в результате которых произошло значительное расширение площади морского бассейна. Море почти полностью залило территорию Восточного Каспия (Большой Балхан—Туаркыре—Мангышлак), Предкопетдагского прогиба, Юго-Восточной Туркмении, западного погружения Зеравшано-Гиссарской горной системы, по-видимому, и большую часть площади Каракумов. В это время была широкая связь южных и северных морей. Максимального развития трансгрессия достигает в оксфордский век.

С наступлением позднеюрской эпохи резко меняется состав аммонитов, появляются многие новые роды. Наибольший расцвет аммонитов в Средней Азии происходит в келловейское время.

В районах Туаркыра и Мангышлака в раннем келловее появляются представители *Keplerites*, *Macrocephalites* и новые виды *Perisphinctes*, *Hecticoceras*. В среднем келловее продолжают существование *Keplerites*, *Perisphinctes*, *Hecticoceras*. Появляются *Erymnoceras* (в том числе пород *Rollierites*), *Kosmoceras*, *Reineckeia*, *Proplanulites*, *Grossouvreia*, *Orionoides*, *Choffatia*.

В позднем келловее появляются новые роды: *Quenstedticeras* (с под родами *Quenstedticeras* s. str. и *Pavloviceras*). Максимального развития достигают представители рода *Kosmoceras*. Продолжают существование *Perisphinctes* и *Hecticoceras*.

Келловейский комплекс аммонитов Кугитанга характеризуется присутствием представителей родов *Macrocephalites*, *Erymnoceras*, *Keplerites*, *Kosmoceras*, *Reineckeia*, *Hecticoceras*, *Quenstedticeras*; имеет широкое распространение семейство *Perisphinctidae*, представленное родами *Kinkelinceras*, *Perisphinctes*, *Obtusicostites*, *Prososphinctoides*.

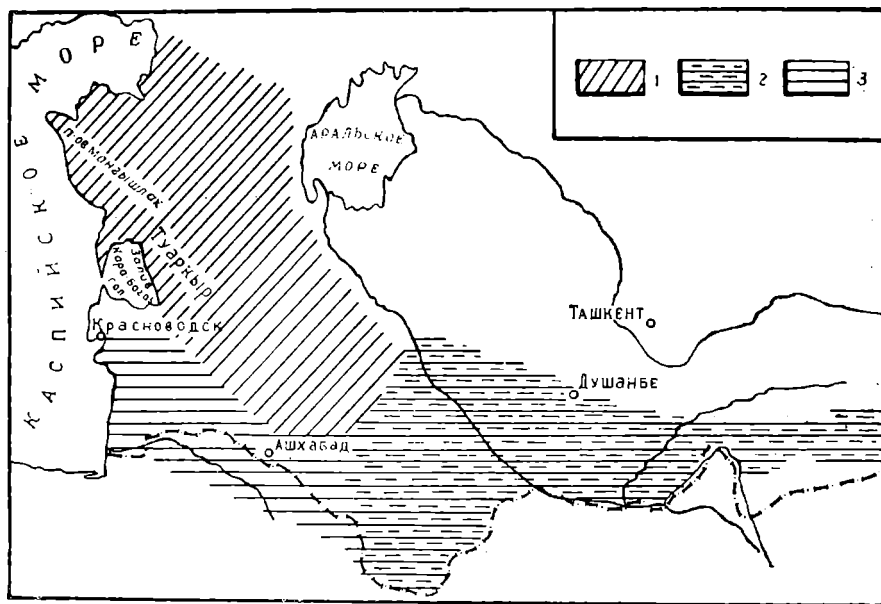
Келловейские аммониты Центрального и Юго-Восточного Памира принадлежат родам: *Macrocephalites*, *Reineckeia*, *Hecticoceras*, *Phlycticeras*, *Grossouvria*, *Subgrossouvria*.

На территории Большого Балхана на протяжении всего келловея наблюдается совершенно иная картина. Аммоноидеи здесь резко отличаются от комплекса встречающихся на территории Мангышлака, Туаркыра и Кугитанга. Здесь пока не обнаружены *Cardioceratinae*, *Kosmoceratinae* и *Erymnoceras*. Приобретают массовое развитие в основном представители, характерные для бассейна Тетиса — *Macrocephalitiidae*, а в самом начале келловея и *Perisphinctidae*.

В нижнем оксфорде Мангышлака и Туаркыра встречается род *Cardioceras*, продолжают существование представители *Quenstedticeras* s. str., *Q. (Pavloviceras)*, *Peltoceras (Peltocera toides)* и *Euaspidoceras*. В Кугитанге появляются *Cardioceratinae*.

Позднеоксфордские аммониты известны на Большом Балхана, Копет-Даге и Кугитанге. На Большом Балхана имеются представители *Euaspidoceras*, *Properisphinctes*, *Perisphinctes*, *Arisphinctes*, *Dichotomosphinctes*, *Lithacoceras*, *Ochetoceras*. В Копет-Даге в основном встречаются многочисленные представители *Perisphinctidae* и редко встречаются *Lytocera toides*. Редко встречаются *Euaspidoceras*, *Perisphinctes* и на Кугитанге.

Кимеридж-титонское время характеризуется значительной регрессией моря. На юге западной части Средней Азии в это время существовали лагунно-мор-



Схематическая карта палеобиогеографических провинций Средней Азии в келловейское и оксфордское время:

1 — Мангышлак-Туаркырская провинция, 2 — Гиссаро-Памирская провинция, 3 — Балхано-Копетдагская провинция.

ские и лагунные условия. Сведения об аммонитах этого времени крайне скудны. Лишь в нерасчлененных отложениях кимеридж-титона Копет-Дага найдены обломки аммонитов, принадлежащих семейству *Perisphinctidae*.

В последнее время в северной части Куны-Ургенческого района (Айбугир) в кернах буровой скважины обнаружены представители рода *Kachpurites Spath* из семейства *Craspeditidae Spath*, характерные для верхнего волжского яруса. Это свидетельствует о частичной трансгрессии с севера и о проникновении аммонитов из бореальных морей в самом конце поздней юры в северную часть Средней Азии.

Как видно из приведенных данных об аммонитах, в морских юрских отложениях Средней Азии присутствуют в разнообразных сочетаниях элементы фауны различных зоогеографических областей. Здесь имеются представители бореальной и средиземноморской областей и средневропейской провинции. Это особенно четко выявляется с наступлением позднелюрской эпохи.

По комплексу аммонитов на территории Средней Азии в келловейское и оксфордское время выделяются три следующие биогеографические провинции (см. рисунок).

1. Мангышлак-Туаркырская с комплексами аммонитов, характерных для эпиконтинентальных морей, сходных по составу со средневропейскими. Здесь приобретают массовое развитие *Kosmoceratidae*, *Cardioceratidae*, *Pachyceratidae* и *Peltoceras*.

Аммонитовый комплекс Мангышлак-Туаркырской провинции имеет некоторые местные отличия от аналогичной фауны Русской платформы и Северного Кавказа, являясь частью крупной зоогеографической области. Отличие это выражается присутствием и на Мангышлаке, и на Туаркыре представителей родов *Reineckeia*, *Chofatia* и др.

2. Гиссаро-Памирская—интересное сочетание форм эпиконтинентальных морей средневропейской провинции с отдельными элементами средиземноморской области геосинклинали тетиса.

Это район развития раннелюрских аммонитов на Юго-Восточном Памире, *Parkinsoniidae*—в верхнем байосе, массовое развитие *Perisphinctaceae* в конце бата и в начале келловей, развитие которых продолжается до конца оксфорда. В этом районе встречаются единичные виды *Erymnoceras*, *Kosmoceras* как представители морей Средней Европы и *Macrocephalites* и *Reineckeia*, характерные для южных морей.

3. Балхано-Копетдагская со средиземноморским комплексом аммонитов, свойственным морям Тетиса. Эта территория наибольшего процветания семейства *Macrocephalitidae* и *Perisphinctidae* в келловейское время, *Parkinsoniidae*—в средней юре. Балхано-Копетдагская провинция резко отличается от вышеуказанных провинций наличием аммонитов из семейств *Phylloceratidae* и *Lytoceratidae*. Дальнейшее комплексное изучение макро- и микрофауны позволит провести более детальное биогеографическое районирование территории Средней Азии.

K. AMANNIYAZOV

PALEOBIOGEOGRAPHIC PROVINCES IN THE JURASSIC SEA BASINS OF MIDDLE ASIA DISTINGUISHED FROM AMMONITES DISTRIBUTION

Abstract

The present paper treats a highly up-to-day problem of the biogeographic zoning for Jurassic period, which has been so far rather insufficiently worked out.

The ammonites complexes peculiar to Callovian and Oxfordian times over the territory of Middle Asia allow to distinguish three biogeographic provinces for this period:

1. The Mangyshlak-Tuarkyr—with complexes of ammonites similar in composition to those of Central Europe, and characteristic of epicontinental seas.

2. The Gissar-Pamir—displaying a peculiar coexistence of epicontinental marine forms of the Central European province with separate elements of the Mediterranean region of the Tethys geosyncline.

3. The Balkhan-Kopet-Dag—with Mediterranean complex of ammonites pertinent to Tethys seas.

According to the distribution pattern of ammonites the Mangyshlak-Tuarkyr province closely resembles the Central European zoogeographic province, while the Balkhan-Kopet-Dag and the Gissar-Pamir ones pertain to the Mediterranean region.

ЛИТЕРАТУРА

Аманниязов К. Кардиоцерасы из нижнего оксфорда Туаркыра. Изв. АН ТССР, сер. физ.-техн. хим. и геол. наук, №2, 1960.

Аманниязов К. Эримноцерасы из среднего келловая Туаркыра. Тр. Института геологии АН ТССР, т. 4, 1962.

Аманниязов К. Стратиграфия и аммониты верхнеюрских отложений Туаркыра. Ашхабад, 1962.

Аманниязов К., Крымгольц Г. Я. и др. Полевой атлас руководящих ископаемых юрских и неокомских отложений Западной Туркмении. Л., 1962.

Аркелл В. Юрские отложения земного шара. 1961.

Дронов В. И., Андреева Т. Ф. Доклады советских геологов и международного коллоквиума по юрской системе. Тбилиси, 1962.

Сибирякова Л. В. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 47, вып. 5, 1961.

•

ПОИСКИ ПРЕСНЫХ ЛИНЗОВЫХ ВОД В УСЛОВИЯХ ПЕСЧАНОГО РЕЛЬЕФА ПО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМ ПРИЗНАКАМ

В статье автор приводит некоторые сведения по геоморфологии, которые в определенной мере могут служить поисковыми признаками пресных и солоноватых вод линзового типа. Эти сведения получены в основном при изучении гидрогеологических условий и геоморфологии песчаной части территории Туркмении геологической сужбой республики за последние 15—20 лет.

В результате детальных геологических и гидрогеологических исследований, выполненных в ряде районов песчаной территории Туркмении и главным образом в Западных Каракумах, Чильмамедкумах, Октумкумах, а также в Заунгузских и Юго-Восточных Каракумах, установлено, что на большей части этой территории воды первого от поверхности водоносного горизонта обладают высокой минерализацией (порядка 20—50 г/л, а на шорах более 100 г/л) и в основном непригодны для водопойного и тем более питьевого водоснабжения. Подробно об этом говорится в многочисленных работах Э. Н. Благовещенского (1950), С. Ю. Геллера и В. Н. Кунина (1933), В. Н. Кунина (1934, 1941, 1944, 1945, 1947, 1956, 1957, 1959); Н. Г. Шевченко (1956, 1957).

Характерно, что на общей скатерти грунтового сильно минерализованного потока оконтуриваются участки различные по размерам площадей пресных вод (с общей минерализацией 0,5—1—2 г/л), залегающие на минерализованных водах в виде „плавающих“ линз.

„Плавающие“ линзы пресных вод на территории Туркмении, покрытой песчаными буграми и грядами, приурочены преимущественно к хорошо выраженным в геоморфологическом отношении участкам, а именно: 1) такырам, расположенным внутри бугристо-грядовых песков; 2) барханным незакрепленным пескам и 3) высоким бугристо-грядовым закрепленным или полужакрепленным пескам.

В дальнейшем при описании „плавающих“ линз пресных вод, которые формируются в зоне развития такыров, будет пользоваться термины „подтакырные“ линзы, а вод, образующихся под песчаным рельефом, — „подпесчаные“ линзы.

Одним из наиболее детально изученным и давно известным местным жителям, а поэтому не требующим больших доказательств геоморфологическим элементом как поисковым признаком для отыскания пресных вод линзового типа являются такыры, расположенные внутри бугристо-грядовой равнины. Широким распространением они пользуются на территории Каракумской равнины. Однако не все такыры, расположенные внутри бугристо-грядовых песков Каракумов, являются благоприятными для формирования под ними линз пресных вод (Шевченко, 1959а), так как для этого необходимо, чтобы: а) зона аэрации была сложена хорошо проницаемыми породами

б) уклоны поверхности такыров должны обеспечивать сток поверхностных вод в одном направлении; в) глубина залегания уровня грунтовых вод должна не превышать 20 м. При наличии перечисленных условий объем формирующихся линз пресных вод зависит от количества и интенсивности выпадающих атмосферных осадков. Этим вопросом в течение многих лет занимался Г. Т. Лещинский (1954, 1954а, 1956, 1957, 1958, 1958а, 1959), который установил, что летние дожди дают меньший сток, чем зимние, и предложил методику расчета слоя стока и ряд других ценных данных по такырому стоку.

Барханные незакрепленные пески как геоморфологический элемент являются по-исковым признаком пресных вод линзового типа („подпесчаные“ линзы).

К этому типу относятся „плавающие“ линзы, приуроченные к участкам разбитых, незакрепленных, либо слабо закрепленных барханных и дюнных песков. Такие линзы чаще всего встречаются на побережье моря. Незакрепленные пески, к которым приурочены линзы пресных вод, как правило, развиты небольшими массивами среди закрепленных песков. Барханы легко перевеваются ветром, и поэтому пески, слагающие их, хорошо отсортированы и обладают хорошими фильтрационными свойствами. Высота барханов меняется от 2 до 10 м (относительно дна межбарханных понижений).

На территории Туркмении по побережью Каспийского моря, несмотря на то, что часть линз уже исчезла в связи с общим снижением уровня Каспия, все же имеются такого типа линзы, которые сохранились и играют известную роль в местном водоснабжении.

Так, линза пресных вод (южнее Бек-Даша) приурочена к барханным хорошо отсортированным пескам с *Cardium edule*. Высота барханов колеблется от 3 до 10 м. Воды линзы залегают на глубинах 1—1,3 м (от дна впадин).

Пески, слагающие барханы, обладают высокими фильтрационными свойствами и легко аккумулируют атмосферную влагу. В связи с малой мощностью слоя пресной воды (несколько сантиметров) и возможностью его быстрого засоления за счет нижележащих соленых вод при эксплуатации население не устраивает здесь постоянно действующих колодцев, а эксплуатирует воды копаниями большого сечения, все время меняя их местоположение.

Площадь описываемой линзы определяется в несколько сотен квадратных метров и совпадает с площадью развития барханных незакрепленных песков.

К западу от чинков Красноводского плато под массивами барханных и бугристых песков на значительной площади расположены шесть линз наиболее пресных вод песков Октум. Из них наиболее пресные линзы вод с минерализацией до 1 г/л приурочены к участкам барханных и дюнных песков.

Более минерализованные воды (до 2 г/л) развиты на значительной площади закрепленных песков (около 100 км²).

Воды содержатся в разнозернистых песках детритоолитовых и ракушечных известняках, реже в супесях и суглинках (древнекаспийские отложения).

Пресные воды линзы песков Октум имеют значительные запасы, эксплуатируются и могут служить базой для водоснабжения небольших промышленных объектов. В центральной части полуострова Тарта (Васильевский, 1926) под барханными сыпучими песками в древнекаспийских отложениях, представленных ракушечниками и пористыми песчаниками, залегает линза пресных вод, „плавающая“ на соленых. Площадь линзы около 6 км². Пресные воды эксплуатируются местным населением.

Источником питания как этой, так и всех остальных описанных выше линз являются атмосферные осадки и конденсационная влага.

За рубежом, например, на сравнительно небольших по площади линзах пресных вод, залегающих в дюнных песках, организовано водоснабжение крупных городов.

Наиболее крупной линзой, известной в литературе, является линза пресных вод, расположенная вблизи Амстердама. Все данные по разведке и эксплуатации, а также искусственному питанию по этой линзе изложены в работах Круля и Лифринка (Kruul и Lieftrinck, 1946), Глюисмана (Huisman, 1954; 1957), Бимонда (Biemond, 1957).

По материалам этих авторов, поверхностные воды, за счет которых можно было бы организовать водоснабжение городов в западной части Нидерландов, загрязнены и поэтому не пригодны для практического использования. Гидрогеологические условия здесь также весьма неблагоприятны, и обеспечение питьевой водой представляет большую трудность. В связи с этим возникла необходимость решить вопрос о возможности использования линзовых вод, расположенных под дюнами (под так называемыми „дюнными водами“).

По данным Бимонда (Biemond, 1957), водоснабжение Амстердама за счет линз дюнных песков начато с 1853 г. Здесь дюны представляют собой эоловые образования, плохо закрепленные растительностью, распространенные на площади 40 км² вдоль берега Северного моря.

В результате многолетних наблюдений было установлено, что атмосферные осадки, выпадающие на площади развития дюн, инфильтруются и вызывают повышение уровня грунтовых вод, которое происходит до тех пор, пока не установится динамическое равновесие между притоком и расходом на испарение и сток. Благодаря этим процессам, на площади дюн уровень грунтовых вод в центральной части устанавливается на 6,2 м выше уровня моря, вследствие чего в долинах образовались озера.

Геологический разрез зоны развития дюнных песков представляет собой чередование голоценовой песчаной формации, с мелкой и однородной структурой непрерывного глинистого слоя мощностью 12—20 м, залегающего на плейстоценовой песчаной формации грубого строения и ледниковой формации, обладающей чрезвычайно слабой проницаемостью, и представлены мелкозернистыми глинистыми песками, которые Гюисман (Huisman, 1957) рассматривает как водоупор.

Глинистый прослой делит воды линзы на грунтовые, залегающие выше этого прослоя, и артезианские, залегающие под ним.

В зоне развития дюн пресные воды залегают до глубины 120 м абсолютной отметки при залегании уровня вод в пределах +1 и +4 м абсолютной высоты.

От центральной части дюнных песков, то есть от области питания, где пользуются развитием наиболее высокие и сыпучие пески, пресные воды уходят под уровень моря и в область суши.

Лизиметрическими наблюдениями, организованными на площади дюн за период более 50 лет, установлено, что питание линзы пресных вод дюн зависит исключительно от инфильтрации атмосферных осадков.

Объем воды, поступающей в линзу за счет атмосферных осадков, исчисляется в 17 млн. м³/год. В настоящее время для водоснабжения Амстердама из дюн отбирается 29 млн. м³/год, из них недостающие 9 млн. м³/год, которые поступают за счет осадков, отбираются из артезианской части горизонта и 2 млн. м³/год оттягиваются со стороны моря, то есть ведется частичная сработка статических запасов вод линзы.

Указанный объем воды составляет около 60% всей воды, идущей на водоснабжение Амстердама.

Шоттон и Аддисон (Schotton и Addison, 1946) отмечают, что на побережье Египта и Ливии, вдоль залива Сирте (Sirte) наблюдаются обычные дюны, сложенные желтыми сыпучими песками, развитыми отдельными пятнами, к которым приурочены „подвешенные“ линзы пресных вод, получающие питание за счет конденсации и инфильтрации.

Площадь этих линз, очевидно, невелика, так как дюны не имеют большого площадного распространения.

Можно было бы привести еще много примеров распространения линз пресных вод, приуроченных к барханным либо дюнным пескам, но и из приведенных примеров ясно, что такого типа линзы заслуживают внимания, так как зачастую они являются основными источниками питьевого и технического водоснабжения.

Однако такие вопросы, как формирование этих линз, и наиболее рациональные методы их эксплуатации, остаются пока еще не совсем решенными.

Можно считать уже установленным, что сыпучие барханные пески, независимо от географического их положения, являются характерным геоморфологическим признаком при поисках пресных линзовых вод. Объем этих линз зависит от степени расчлененности и закрепленности барханов, их площади и количества выпадающих атмосферных осадков.

Высокие бугристо-грядовые пески хорошо изучены в северо-западной части Туркмении, где крупные линзы пресных вод приурочены к песчаным массивам Чильмамедкумов, Черкезли и Приузбойских Каракумов. Аналогичного типа линзы имеются и на территории Юго-Восточной Туркмении, но на этих линзах в настоящее время еще только выполняются детальные исследования.

Основная площадь указанных песчаных массивов в зоне развития пресных вод Северо-Западной Туркмении сложена закрепленными песками с преобладающими грядово-бугристо-ячеистыми формами. Направление гряд близко к широтному. Относительная высота бугров и гряд колеблется от 20 до 60 м, увеличение отметок идет к центральной части массивов.

Абсолютные отметки вершин бугров и гряд различны для различных районов и колеблются от 60 до 200 м; увеличение отметок происходит от периферии линз к центральной части.

Бугры и гряды разделены дефляционными котловинами, дно которых представлено более мелкими песчаными фракциями, чем слагающие бугры и гряды; изредка встречаются и такры. Характерной особенностью высоких песков является полное отсутствие в рельефе шоров на площадях развития крупных подпесчаных линз.

В противоположность барханным пескам, высокие бугристо-грядовые пески развиты на значительно больших площадях, а следовательно, и подпесчаные линзы залегают на площадях, во много раз больших, чем барханные или дюнные линзы.

Примером крупных подпесчаных линз являются черкезлинская, чильмамедкумская и ясханская.

Песчаный массив Черкезли располагается южнее долины Узбоя, в так называемом межбалханском коридоре. На юго-западе массив примыкает к северным склонам Малого Балхана, а на востоке он переходит в Низменные Каракумы.

На площади распространения пресных вод развит грядово-ячеистый и грядово-бугристый рельеф с относительной высотой их вершин до 60 м при абсолютной высоте, близкой к 100 м; здесь отсутствуют и шоры, и такры. Возвышенная центральная часть массива совпадает с максимальной мощностью имеющейся здесь линзы пресных вод.

Линза пресных вод приурочена к аллювиальным отложениям пра-Аму-Дарьи.

Минимальная общая минерализация пресных вод (до 1 г/л) совпадает с наиболее высокими отметками рельефа, по мере же снижения рельефа минерализация грунтовых вод увеличивается. В пределах черкезлинской линзы глубина залегания зеркала грунтовых вод достигает 70 м (от дна дефляционных понижений). Площадь линзы по зеркалу около 400 км².

Примерно такие же глубины залегания имеют и линзы пресных вод массива Чильмамедкумов (Шевченко, 1959а, 1959), расположенного к северу от хребта Большого Балхана. С юга он ограничен предгорной Прибалханской равниной, с востока и юго-востока — долиной Узбоя, с запада к нему примыкает Красноводское плато, а с севера — Туаркырский складчатый район.

Район Чильмамедкумов занимает площадь около 5400 км². Абсолютные отметки поверхности возрастают от периферии к центру массива, где они достигают 200 м. Характерными формами рельефа являются крупные гряды, возвышающиеся над межгрядовыми понижениями на 50 м. Глубина залегания зеркала пресных вод линзы достигает 50—100 м. Мощность пресных вод превышает 50 м для наиболее высокой части массива и снижается до 10 м к периферии контура пресных вод. Объемные запасы чильмамедкумской линзы с минерализацией до 1,0 г/л составляют около 4 км³. Воды содержатся в известняках и известковистых песчаниках ачкагыла (западная часть Чильмамедкумов) и в континентальноморских песках апшерона. Последние обладают очень слабыми фильтрационными свойствами.

Значительно большими объемными запасами обладает ясханская линза пресных вод (около 10 км³), которая гидрогеологически наиболее хорошо изучена.

На территории развития пресных вод Ясханского района развиты преимущественно закрепленные грядово-ячеистые формы рельефа, абсолютные отметки поверхности которых снижаются от центральной части к периферии. Максимальные отметки достигают 60 м.

Подвижные формы рельефа представлены барханными цепями, которые хорошо выражены в центральной части Приузбойских Каракумов, с глубиной эолового расчленения до 40 м. Происхождение массива остается невыясненным. По предположению Б. А. Федоровича (1935, 1948), барханный массив обязан своим происхождением ускорению взаимно складывающихся ветров различных направлений. Гидрогеологические условия ясханской линзы изложены в работах автора (1956, 1959а), который в течение ряда лет занимался специально этим вопросом.

Кратко гидрогеологические условия ясханской линзы сводятся к следующему: линза занимает почти всю центральную часть Приузбойских Каракумов, в плане имея эллипсоидальную форму с длинной осью, вытянутой с запада на восток. Протяженность длинной оси эллипса 65 км, максимальная его ширина 30 км. Площадь линзы в пределах контура с общей минерализацией воды до 1 г/л приближается к 2000 км².

В поперечном сечении линза пресных вод имеет форму усеченного конуса.

Ясханская линза пресных вод, как и большинство линз равнинной части Туркмении, со всех сторон окружена более минерализованными водами. Переход от пресных вод к соленым происходит постепенно, захватывая по площади небольшую зону.

Мощность пресных вод линзы меняется в больших пределах, и закономерное увеличение ее происходит, в общем, от периферии к центральной части линзы, возрастающая от 0 до 78 м и более.

Глубина залегания уровня вод пресной линзы, как и всего каракумского грунтового потока, за небольшим исключением, не превышает 40 м, то есть в 2—3 раза меньше, чем на черкезлинской и чильмамедкумской линзах. Пресные воды линзы приурочены к аллювиальным отложениям пра-Аму-Дарьи, залегающим на глинистых отложениях апшерон-акчагыла. Воды содержатся в основном в мелкозернистых песках, среди которых имеются прослои тонко- и разномзернистых песков и галечников, обладающих относительно хорошими фильтрационными свойствами.

Отметим, что зеркало пресных вод всех перечисленных выше линз имеет свободную поверхность с основным уклоном в сторону хорошо выраженной в рельефе долины Узоя. Характерным также является то, что максимальная мощность пресных вод всех линз приурочена к максимальным отметкам поверхности земли.

В заключение необходимо подчеркнуть следующее:

1. Такыры — наиболее хорошо изученный геоморфологический элемент, являющийся положительным признаком при поисках малых линз пресных вод, „плавающих“ на соленых. Подтакырные линзы имеют относительно небольшие объемы с незначительным, но постоянным годовым пополнением, размеры которого зависят от величины водосборной площади, от литологического состава поверхности такыра и зоны аэрации и ее мощности, от уклонов поверхности такыров, наличия и разветвленной сети водосборной сети и от интенсивности атмосферных осадков.

Подтакырные линзы эксплуатируются не только на равнине Каракумов, но и на обширных просторах Устюрта, Обручевской степи и в других районах Средней Азии.

2. Линзы, залегающие под массивами барханных и дюнных незакрепленных песков, имеют примерно такие же естественные (объемные) запасы и такое же значение, как и подтакырные линзы. Барханные и дюнные пески являются хорошими аккумуляторами атмосферной влаги. В зоне развития барханных песков минимальная минерализация линзовых вод совпадает обычно с площадью развития барханов. К этим же участкам приурочиваются максимальные отметки зеркала пресных линзовых вод. Объем пресных вод такого типа линзы зависит от интенсивности атмосферных

осадков, фильтрационных свойств пород зоны аэрации и площади развития незакрепленных песков.

3. Наибольшие запасы пресных вод линзового типа приурочены к высоким бугристо-грядовым пескам. Объемные запасы их исчисляются 1,5—8 км³ и более, то есть их запасы в десятки и сотни раз превышают запасы подтакрыных линз и сыпучих барханных и дюнных песков. Поэтому воды этого типа линз могут служить источником для водоснабжения промышленных предприятий в отличие от вышеопи- санных линз, которые имеют чисто местное значение.

Характерным для крупных линз пресных вод является то, что они, обладая большими (для условий пустыни) запасами, существуют более продолжительное время, чем мелкие; формирование их зависит не от интенсивности выпадения осад- ков, а от целого комплекса условий, таких как палеогидрогеологические и палео- географические условия, геологическое развитие и геоморфология территории, к которой приурочены линзы пресных вод.

N. G. SHEVCHENKO

GOMORPHOLOGICAL CRITERIA FOR SEARCH LENSING FRESH WATERS UNDER CONDITIONS OF SANDY RELIEF.

Abstract

Hydrogeological survey carried out in the sandy deserts of Turkmenistan has proved the waters of the first aquifer underlying the surface to be highly saline (20—230 gr/l) on the main part of the territory. Therefore the most of them are difficult to make use of for watering and especially for drinking water supply.

Still, together with salt waters the fresh ones are encountered, which are sui- table even for drinking water supply.

Fresh waters confined to the plains of Turkmenistan are mainly restricted to geomorphologically well defined areas, which are namely:

1. Takyr, located within the areas of hummockyridgy sands;
2. Barkhan travelling sands;
3. High hummocky—ridgy sands either fixed or semifixed.

A brief characteristic of every above mentioned type of geomorphological areas as possible criteria for fresh waters recognizance is given in the present paper.

1. Takyr, present geomorphological indices for revealing lensing fresh waters. The following important factors are required for the accumulation of fresh waters to proceed below the takyr: lithological composition of rocks confined to the aeration zone, gradients of takyr surface, abundance and intensity of precipitation, depth of occurrence of the main underground flow, where fresh waters generate. Insignificant (in size and volume) lenses capable of supplying small farming with drinking water are usually confined to such areas.

2. Barkhan travelling sands appear as a second type geomorphological criterium for fresh waters recognizance. Fresh water lenses are more often confined to the sea coasts and occasionally may be developed within the small areas in the middle of fixed sands. The water volume in these lenses depends on the degree of ruggedness and fixedness of barkhans, their size, and the abundance of precipitation.

3. High hummocky-ridgy sands are the third geomorphological index for fresh waters search.

The largest reserves of lensing type fresh waters are confined to the high hummocky-ridgy sands. The volume of water contained in certain lenses is 1,5—1,8 км³ and more, i. e. their reserves exceed by tens and hundreds times those of lenses underlying takyr and barkhans.

Large fresh water lenses possessing important (from the desert standpoint) reserves do exist for longer time than the small ones, as their emplacement does not depend on the intensity of precipitation, but is due to a complex of climatic, geomor- phological, geological, paleohydro-geological and paleogeographical agents working over the territory, to which the fresh water lenses are confined.

These waters are of vital practical importance for the national economics of deserts.

ЛИТЕРАТУРА

- Благовещенский Э. Н. О каракумском „грунтовым потоке“ Изв. ТФАН СССР, Ашхабад, 1950, № 4.
- Васильевский П. М. Тартинский водовод. Вестник ирригации, 1926, № 6.
- Геллер С. Ю., Кунин В. Н. О некоторых основных проблемах водного хозяйства Туркменских Каракумов. Изв. Гидрогеолог. ин-та, вып. 61, 1933.
- Кунин В. Н. Гидрогеологический очерк Юго-Восточных Кара-Кумов. Сб. Кара-Кумы, т. IV, сер. Туркмения, вып. 8, 1934.
- Кунин В. Н. Подземные воды Кара-Кумов. Гидрогеология СССР, т. 14 1941.
- Кунин В. Н. Подземные воды Кара-Кумов. Докторская диссертация, 1944.
- Кунин В. Н. О некоторых особенностях Туркменской народной гидротехники и причина резкого различия в засолении воды соседних колодцев. Изв. ТФАН, АН СССР, 1945, № 3—4.
- Кунин В. Н. Происхождение подземных вод Кара-Кумов. Изв. Всесоюзн. географ. общества, т. 79, вып. 1, 1947.
- Кунин В. Н. Традиции сельского населения в пустынях Средней Азии в связи с проблемой водоснабжения. Вопросы географии. Сб. статей для XVIII межд. географ. конгресса. АН СССР, 1956.
- Кунин В. Н. Некоторые итоги изучения местных вод пустыни. Изв. АН СССР, сер. географ., 1957, № 5.
- Кунин В. Н. Местные воды пустыни и вопросы их использования. Изв. АН СССР, 1959.
- Лещинский Г. Т. Сток дождевых с такыровидных и сложенных плотными глинами бассейнов. Изв. АН ТССР, № 1, 1954.
- Лещинский Г. Т. Расчет объемов дождевого стока с такыров и такыровидных водосборов. Изв. АН ТССР, 1954а, № 2.
- Лещинский Г. Т., Кирста Б. М. Водный баланс оз. Ясхан. Изв. АН ТССР, 1955, № 4.
- Лещинский Г. Т. Режим влажности почвы на юге Туркмении. Изв. АН ТССР, 1956, № 3.
- Лещинский Г. Т. Наблюдения за влажностью почвы при исследовании формирования стока. Информ. письмо УГ МС ТССР. 1957, № 1 (4)
- Лещинский Г. Т. Сток с такыров и такыровидных водосборов. Сб. Ашхабадской гидрометеор. обсерватории, вып. 1, 1958.
- Лещинский Г. Т. Анализ формирования и метод расчета дождевого стока с такыров и такыровидных водосборов. Сб. раб. Ашхабадской гидрометеор. обсерватории, вып. 1, 1958 а.
- Лещинский Г. Т. Сток с такыров и такыровидных водосборов пустыни Кара-Кумов. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандид. геогр. наук, 1959.
- Федорович Б. А. Геоморфологическая характеристика и воды Туркменских Кара-Кумов. Сб. Проблемы Туркмении. Тр. I конференции по изуч. произв. сил. Туркм. ССР, т. II, изд. АН СССР, 1935.
- Федорович Б. А. Вопросы происхождения и формирования песчаного рельефа пустынь. Тр. Ин-та географии, АН СССР, вып., 39, 1948.
- Шевченко Н. Г. О пресных водах Западных Кара-Кумов. Тр. Ин-та геол. АН ТССР, т. I, 1956.
- Шевченко Н. Г. Подземные воды песков Чильмамед-Кум и возможность их использования для развития животноводства Западной Туркмении. Изв. АН ТССР, 1957, №1.
- Шевченко Н. Г. Новые данные о подземных водах песков Чильмамед-Кум. Бюл. научн. тех. информ., 1959, № 1/18.
- Шевченко Н. Г. Пресные воды песчаной пустыни (на примере Западных Кара-Кумов). Вопр. гидрогеол. и инж. геол. Сб. 18. Тр. ВСЕГИНГЕО, 1959а.
- Шевченко Н. Г. Гидрогеологические условия Северо-Западной Туркмении и условия использования подземных вод для водоснабжения Кара-Богаз-Гола. Пробл. комплекс. использования минеральных богатств Кара-Богаз-Гола. АН ТССР, 1959б.
- Addison H. and Schotton F. W. „Water supply Middle East campaigns III Collecting galleries along the mediterranean coast of Egypt and Cyrenaica. „Water and waterengineering“, vol. 49, № 603, 1946.
- Biamond C. Dune water flow and replenishment in the catchment area of the Amsterdam water supply. Journal of the Institution of waterengineers, march, vol, II, London, 1957.
- Huisman L. La formation des cones d'eau saumatre. Compte Rendue et Rapport de la comission des Eaux souterrain. Assemblée Generale de Rome, tome 2, 1954.
- Krul W. F. and Lieftrinck F. A. Recent ground water investigations in the Netherlands, Amsterdam. (Monographs in the progress of research in Holland), 1946.
- Schotton F. W. Water supply in the Middle East Campaigns, II, Perched water supplies above the Main water table of the western Desert. „Water and waterengineering“, vol. 49, № 603, 1946.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПРЕСНЫХ ГРУНТОВЫХ ВОД В ПЕСЧАНОЙ ПУСТЫНЕ ТУРКМЕНИСТАНА ПО ГИДРОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Использование природных богатств пустыни всегда лимитировалось наличием выявленных запасов вод необходимого качества. Часто значительные по площади прекрасные пастбища из-за отсутствия природной воды не использовались или использовались только в холодные периоды года, когда потребность в воде для водопоя уменьшалась и могли быть использованы более минерализованные воды, а питьевая вода получалась путем сбора атмосферных осадков. Отсутствие воды в еще большей степени ограничивало развитие промышленности в пустыне, и её природные богатства оставались даже неразведанными.

Поискам и изучению водных ресурсов мешало укоренившееся мнение о безводности пустынь и отсутствии условий для накопления вод, что обосновывалось малым количеством атмосферных осадков (80—120 мм в год), большой величиной дефицита влажности воздуха и значительной величиной испаряемости, в десятки раз превышающей количество осадков.

Однако местное население, с давних пор используя многовековой опыт, эксплуатировало мелкие линзы пресных вод, формирующиеся в местах погружения в пески такырного стока. И больше того, оно научилось создавать линзы пресных вод искусственным путем, путем организации стока с такыров в специально открытые поглолительные котлованы. Это „фабрики подземных вод“ малых масштабов. Обычно в этих условиях формируются маломощные линзы пресных вод, плавающие на высокоминерализованных. Для забора пресных вод и во избежание подсоса высокоминерализованных открывался ряд колодцев на небольшом расстоянии друг от друга. Так, на линзе площадью 100—300 м² закладывалось до десятка и более колодцев, с отбором воды из каждого в строго определенном количестве.

Только после установления Советской власти в Туркменистане началось планомерное изучение производительных сил пустыни, в том числе подземных вод. О все нарастающем темпе исследований можно судить по количеству выполненных химических анализов проб грунтовых вод.

Периоды выполне- ния ана- лизом, годы	До 1920	1921- 1930	1931- 1940	1941- 1945	1946- 1950	1951- 1955	1956- 1960	1920- 1960
Количество анализов	12	193	585	784	1163	6194	9900	18831

Сюда не включены проанализированные пробы воды, выполненные в связи с наблюдениями за режимом подземных вод, и пробы вод глубоких горизонтов. Общее число проанализированных проб с учетом выполненных также в 1961—1962 гг. составляет 35—40 тыс.

Нужно отметить, что с 1962 г. начато комплексное исследование химизма природных вод Туркменистана с охватом гидрометричных, поверхностных и подземных вод, как единого целого. В том же году начаты в широких масштабах исследования содержания микроэлементов в подземных водах. Такие исследования должны охватить к концу 1965 г. всю территорию республики.

Гидрогеологи Туркменистана в результате исследований последних двух десятилетий в корне изменили представление о безводности пустыни, выявив и разведав большие по площади участки сплошного развития пресных грунтовых вод — от сотен квадратных метров до десятков тысяч квадратных километров (рис. 1). Мощность пресных вод колеблется от единиц до ста метров.

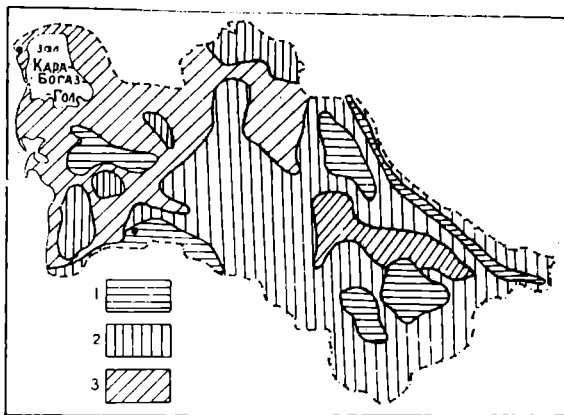


Рис. 1. Схема гидрогеологического районирования Туркменистана по грунтовым водам:

1—районы сплошного распространения пресных грунтовых вод; 2—районы точечного развития пресных вод среди поля высокоминерализованных грунтовых вод; 3—районы, где пресные грунтовые воды практически отсутствуют.

Формируются пресные воды в довольно разнообразных природных условиях. Их можно встретить у кромки такыров в подстилающих песках — это обычно мелкие линзы, плавающие на высокоминерализованных водах. Линзы нескольких больших размеров наблюдаются среди песков, прилегающих к наклонной предгорной равнине. Глубина залегания уровня пресных вод этих двух типов обычно не превышает 30 м. Крупные по площади участки пресных вод приурочены, большей частью, к слабо закрепленным пескам с выпуклой поверхностью. Для них характерна большая глубина залегания уровня (30—300 м). Водовмещающими породами служат мелкозернистые пески третичного и четвертичного возрастов.

В гидрогеологическом отношении пустынные районы республики достаточно изучены, и есть основания полагать, что все имеющиеся крупные по площади участки пресных вод уже выявлены. Но степень изученности особенностей участков недостаточная и некоторые вопросы еще не решены однозначно. К числу их, в первую очередь, относится вопрос об условиях формирования пресных вод песчаной пустыни аридной зоны.

Формируются мелкие и средние линзы пресных вод за счет стока атмосферных осадков с такыров и по суходолам предгорной равнины с последующим погружением в пески. Это явление с давних пор было замечено местным населением. Больше того, в ход процесса формирования пресных линз вмешался человек. Путем организации стока с такыров и устройства поглотительных котлованов паводков увеличен

коэффициент поверхностного стока и погружения атмосферных осадков. В результате увеличены запасы пресных вод существовавших линз и созданы новые линзы пресных вод там, где раньше были развиты только высокоминерализованные воды.

Местное население, используя многолетние наблюдения, с достаточной точностью определяет запасы воды пресной линзы, в зависимости от обилия и характера осадков ряда лет. Если осадков было достаточно и выпадали они интенсивно, то поверхностный сток был большим, а следовательно и большой процент из суммы осадков расходовался на питание пресных линз.

Для изучения количественной стороны этого явления в Туркменистане организованы наблюдательные стоковые площадки, где изучается величина стока, химический состав стоковых вод и проводится полный комплекс метеонаблюдений. Эти изучения ведутся уже десятки лет и их результаты могут быть использованы для определения коэффициента стока в зависимости от величины стоковой площади, характера почвенного покрова и интенсивности осадков, а также для суждения о степени минерализации и химическом составе стоковых вод.

Начаты подготовительные работы по наблюдениям за режимом линз пресных вод, питающихся водами со стоковых площадок, где особое внимание будет уделено гидрохимическим исследованиям. Это даст возможность определить количество воды, которое расходуется на внутригрунтовое испарение пресной линзой, а также количество пресной воды, осолоняемой за счет диффузионного процесса из подстилаемых их высокоминерализованных вод. Все это даст возможность разработать рациональную схему использования вод малого стока и прогнозировать запасы линз пресных вод, базируясь только на данных метеорологических наблюдений.

О процессе формирования пресных вод больших по площади участков нет столь ясно выраженного представления. Наоборот, большая мощность зоны аэрации, достигающая десятков, а иногда сотен метров, наличие в разрезе горизонта с влажностью ниже максимальной молекулярной влагоемкости грунта, бедность атмосферными осадками, как бы исключая возможность проникновения влаги через зону аэрации и участия ее в питании грунтовых вод, — все это заставило исследователей искать другие, наиболее вероятные источники питания грунтовых вод. Раньше предполагалось, что питание пресных грунтовых вод происходит за счет поступления воды из нижележащих вод. При этом не учитывалось то обстоятельство, что минерализация грунтовых вод на отдельных участках не превышала 0,3—0,4 г/л.

Исследованиями последних трех—пяти лет установлено, что во всех без исключения случаях пресные воды подстилаются солеными грунтовыми водами и нижележащие межпластовые воды имеют также высокую минерализацию. Это с неоспоримой очевидностью указывает на несостоятельность мнения об участии межпластовых вод в формировании пресных грунтовых вод. На неучастие межпластовых вод в питании пресных грунтовых вод указывают и гидрохимические условия. Во всех бассейнах пресных вод Туркменистана наблюдается закономерное нарастание минерализации воды сверху вниз. Больше того сейчас уже можно утверждать, что существование бассейнов пресных вод возможно только в том случае, если они достаточно хорошо изолированы от нижележащих пластовых вод, которые в условиях Туркменистана обычно высокоминерализованы.

Представления о возможности формирования пресных вод за счет притока со стороны долгое время были господствующими среди исследователей, особенно в период, когда в результате исследований были выявлены большие площади развития пресных вод.

Однако исследованиями последних лет установлено, что все участки пресных вод окружены высокоминерализованными водами. Нужно отметить, что площади, окружающие участки пресных вод, покрыты достаточно густой сеткой разведочных выработок, при которой исключена возможность оставить невыявленным поток пресных вод, которые могли бы служить источником питания линз.

Некоторыми исследователями высказывалось мнение о реликтовом характере пресных вод больших по площади участков, накопившихся в результате инфильтра-

ции из речной сети. Возражением против этого служит то, что для части таких участков, по их природной обстановке, вообще нельзя допустить возможность накопления пресных вод таким путем. Примером этому могут служить наиболее крупные участки пресных вод, расположенные на склонах возвышенных плато, где нет следов гидрографической сети.

Для других участков пресных вод, вблизи которых сохранились русла древних рек, основным возражением против реликтового их характера служит то, что минерализация воды местами доходит до 0,2—0,3 г/л. Трудно допустить, что Пра-Зеравшан и особенно Узбой могли иметь столь низкую минерализацию воды чуть ли не у самого устья. Далее, при прекращении поступления воды из этих рек, вызванном изменением направления их русла в среднечетвертичный период, начался бы процесс постепенного опускания уровня грунтовых вод за счет растекания и внутригрунтового испарения из капиллярной каймы. Это привело бы к повышению минерализации воды в верхней части горизонта, чего в действительности не наблюдается.

Следовательно, для сохранения здесь пресных вод нужно допустить условия абсолютной их консервации, при которых степень минерализации могла бы сохраняться столь длительный период без существенных изменений. Все это как бы исключает возможность процесса преобразования состава вод под воздействием целого ряда природных факторов. Достаточно учесть влияние двух факторов — внутригрунтового испарения с капиллярной каймы и диффузию солей из подстилающих высокоминерализованных вод — и возможность сохранения пресных вод столь длительный период станет больше — чем сомнительной.

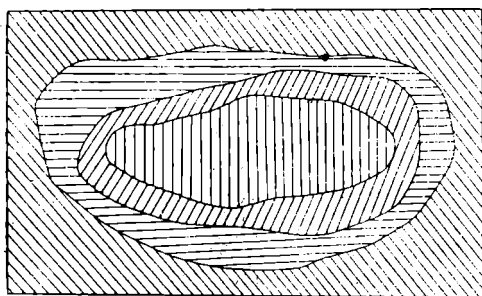


Рис. 2. Схема гидрохимических условий бассейна пресных грунтовых вод:

1 — пресные воды гидрокарбонатно-натриевого состава первого типа; 2 — слегка солоноватые воды хлоридно-натриевого состава первого типа; 3 — солоноватые воды хлоридно-натриевого состава второго типа; 4 — соленые воды хлоридно-натриевого состава третьего типа.

химический состав воды. Так воды гидрокарбонатно-натриевого состава вложены в линзу вод хлоридно-натриевого, где миллиграмм-эквивалент карбоната преобладает над суммой ионов кальция и магния, а последние вложены в линзу вод также хлоридно-натриевого состава, но сумма миллиграмм-эквивалент ионов кальция и магния больше, чем содержание миллиграмм-эквивалент иона гидрокарбоната, но меньше чем сумма миллиграмм-эквивалент ионов гидрокарбоната и сульфата.

В наиболее же минерализованных водах, также хлоридно-натриевого состава, содержание суммы миллиграмм-эквивалента ионов кальция и магния больше, чем сумма ионов гидрокарбоната и сульфата. Эта закономерность увеличения минерализации и смены химического состава по вертикали может быть объяснена результатом смешивания пресных вод гидрокарбонатно-натриевого состава с подстилающими их высокоминерализованными водами хлоридно-натриевого состава. Ведущее значение при этом, очевидно, принадлежит диффузионному процессу.

Рассмотрим последний возможный источник питания пресных вод пустыни — атмосферную влагу. Значительный интерес в этом отношении представляют гидрохимические условия больших по площади участков пресных грунтовых вод.

Как указывалось выше, сверху вниз наблюдается увеличение минерализации и смена химического состава грунтовых вод. При этом линзы более пресных вод верхней части горизонта вложены в линзы с большей минерализацией, охватывающие большую площадь. Эти вторые линзы вложены, в свою очередь, при тех же условиях в линзу еще большей минерализации. В результате создается форма продольно разрезанной луковицы (рис. 2). В такой же последовательности изменяется и

В плане наиболее пресные воды центральной части линзы окружены последовательно сменяющимися полосами все более и более минерализованных вод. В этом же направлении изменяется и состав воды в последовательности, отмеченной для вертикальной зональности (рис. 3). При этих условиях единственным источником питания, рассеивающим на огромной территории ровным слоем пресные воды, может являться только атмосферная влага. Подтверждением того, что преобразование химического состава вод происходит под влиянием смешивания и диффузий солей, служит закономерность поведения каждого иона в процессе роста минерализации воды. На рис. 4, построенном по данным анализа 2300 проб воды с участка пресных вод, достаточно хорошо видна закономерность роста ионов при повышении ее минерализации. В начальной стадии минерализации воды среди ионов гидрокарбонат ион преобладает над другими анионами и воды относятся к гидрокарбонатному классу. При минерализации 0,7 г/л прирост содержания гидрокарбоната прекращается и преобладающим становится ион хлора. Эта степень минерализации, очевидно, совпадает с пределом растворимости солей гидрокарбонат-кальция. Среди катионов преобладающим является ион натрия, чем и определяется группа воды. Однако в процессе роста минерализации отношение $\frac{\text{HCO}_3 + \text{SO}_4}{\text{Ca} + \text{Mg}}$ постепенно уменьшается и воды последовательно

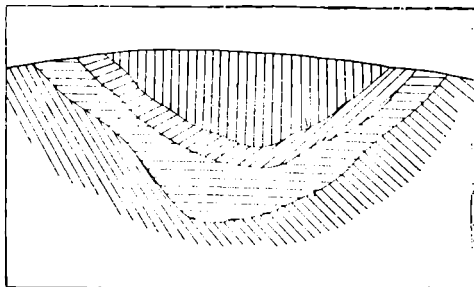


Рис. 3. Схематический гидрохимический профиль бассейна пресных грунтовых вод. Условные обозначения те же, что и на рис. 2.

переходят из первого типа во второй, а затем в третий (по классификации Алекина, 1953).

При объяснении возможности питания пресных вод за счет атмосферной влаги, сталкиваемся с некоторой парадоксальностью — условия для проникновения влаги до уровня грунтовых вод лучше там, где их зеркало залегает на меньшей глубине, а пресные грунтовые воды наблюдаются, как правило, на значительных глубинах. Однако это вполне объяснимое явление. Там, где воды залегают на небольшой глубине, процесс внутригрунтового испарения настолько велик, что приводит к образованию

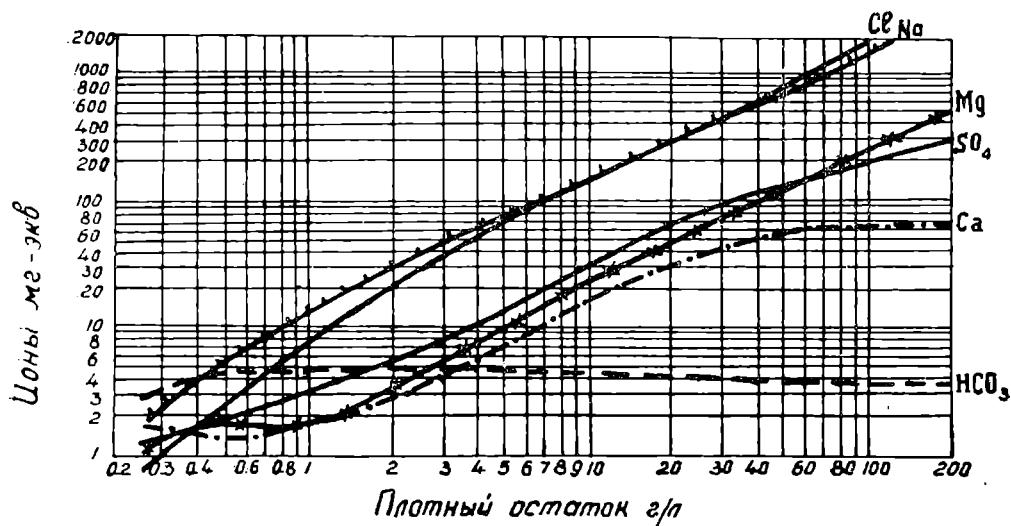


Рис. 4. График зависимости роста содержания ионов в процессе концентрации раствора грунтовых вод.

высокоминерализованных вод и даже солончаков. Пресные же воды могут формироваться только на такой глубине, на которой величина поступления пресных вод, хотя бы ненамного, превышает величину внутригрунтового испарения. Этим и объясняется приуроченность пресных вод к возвышенным частям, где они залегают на большой глубине. Вторым необходимым условием для формирования и сохранения пресных вод является обеспеченность оттока за пределы участка пресных вод подстилающих их минерализованных вод. Такими местами разгрузки (скрытой) служат прилегающие пониженные участки, где в результате меньшей глубины залегания уровня грунтовых вод происходит интенсивное внутригрунтовое испарение.

Возможность формирования пресных подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков и путем конденсации в грунтах влаги из воздуха рассматривается исследователями по-разному. Некоторые из них придерживаются взглядов о возможности питания грунтовых вод исключительно за счет инфильтрации атмосферных осадков, полностью отрицая возможность накопления влаги за счет конденсации, другие же, наоборот, роль атмосферных осадков в питании грунтовых вод сводят к нулю и актив в водном балансе приписывают процессам конденсации. Наконец, третьи отрицают участие конденсационной и инфильтрационной влаги в питании грунтовых вод. Разноречивость мнений вызвана разным подходом к изучению этих явлений. Так исследователи, изучающие процесс влагообмена в корнеобитаемой зоне, допускают наличие процесса конденсации, но считают, что весь запас поступающей таким путем влаги полностью расходуется на испарение и транспирацию растениями в воздух. Это вполне увязывается с результатами исследований Р. Рейгера (1960), которым доказано, что в условиях суточного инсоляционного режима температур приземного слоя воздуха конденсация влаги верхним слоем почвы в пустынных областях может происходить только в исключительных случаях.

Иные условия для конденсации влаги создаются годовым режимом ряда факторов: температуры воздуха, его влажности, осадков и температуры грунта на глубине. Для Туркменистана характерно резкое потепление весной, при минимуме в этот период дефицита влажности воздуха и максимуме осадков. Температура же грунта в этот период на глубинах 0,5—3,0 м довольно низка и часто опускается до 3—5°, в то время как температура воздуха достигает 28—35°. Все это создает весьма благоприятные условия для протекания процесса конденсации влаги из воздуха. В этот же период выпадает большая часть атмосферных осадков в виде дождя. В результате выпавшее количество осадков суммируется с конденсационной влагой. Следовательно, нельзя рассматривать питание грунтовых вод либо только за счет атмосферных осадков или только за счет конденсационной влаги и уместно изучать только их долевое участие в этом процессе.

Исследованиями последних лет, проводимыми Институтом ВСЕГИНГЕО совместно с УГиОН при СМ ТССР, по изучению режима влажности грунтов зоны аэрации вполне доказано наличие процесса питания грунтовых вод атмосферной влагой. При этом установлено, что в местах закрепленных песков на некоторой глубине постоянно сохраняется слой грунта с влажностью меньшей величины его максимальной молекулярной влагоемкости. Следовательно, на таких участках гравитационного перемещения влаги нет и нет условий для миграции ее в парообразном состоянии сверху вниз ниже пояса постоянных температур. В местах же разбитых песков влажность грунта близка или превышает величину его максимальной влагоемкости и перемещение гравитационной воды до уровня грунтовых вод может иметь место при выпадении даже сравнительно малого количества осадков.

Все это позволяет сделать вывод, что питание пресных грунтовых вод за счет атмосферной влаги как выпадающей в виде осадков, так и формирующейся в процессе конденсации вполне доказано путем непосредственных наблюдений и анализом физической стороны этих явлений при глубине залегания уровня до 20—30 м.

Однако условия проникновения атмосферной влаги при значительной глубине залегания уровня грунтовых вод еще недостаточно ясны.

Интенсивная конденсация возможна до пояса постоянных температур, на глуби-

нах до 10—15 м. Ниже этой глубины условия для конденсации неблагоприятны, так как температура с глубиной повышается. Глубина промачивания атмосферными осадками также ограничивается 10 м. Ниже этих глубин, до глубины зоны капиллярного поднятия грунтовых вод, наблюдается зона низкой влажности грунта. В этих условиях, трудно дать объяснение процессу перемещения влаги, сконденсированной на глубинах 10 м, через 50—100-метровую и большую зону низкой влажности грунта даже в годы обильных осадков.

На наш взгляд, все затруднения в выявлении путей проникновения воды до уровня пресных линз в песках при значительной глубине их залегания объясняются тем, что недостаточно учитывается литологическое строение песчаных массивов. Нетрудно заметить, что большинство исследователей при объяснении питания пресных линз исходят из однородного песчаного разреза всей зоны аэрации. В действительности же, в вертикальном разрезе песчаных массивов наблюдается значительное число мелких и крупных линз глинистого состава. Площадь этих линз изменяется от нескольких десятков квадратных метров до нескольких квадратных километров, а мощность—от единиц сантиметров до нескольких метров. Генезис глинистых линз может быть различным и среди этих линз могут иметь место погребенные под золовыми песками древние такыры. При наличии таких линз для проникновения вод конденсации и атмосферных осадков, глубина залегания уровня грунтовых вод перестает иметь значение (рис. 5).

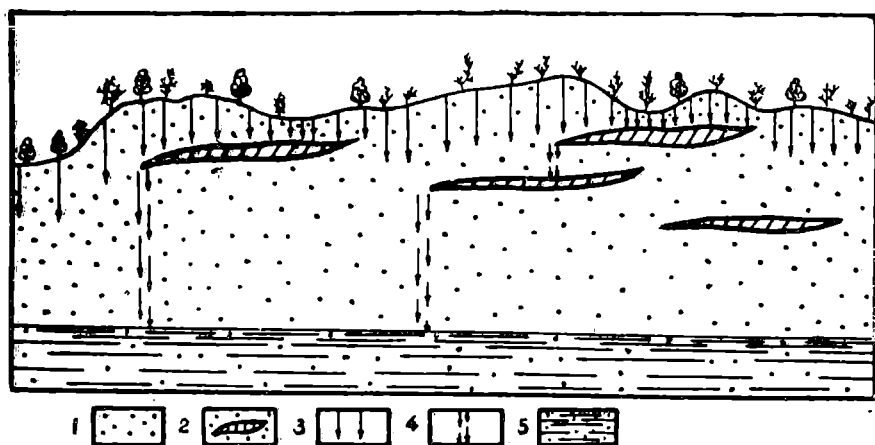


Рис. 5. Схема питания глубоко залегающих грунтовых вод в песчаном массиве за счет атмосферных осадков, аккумулируемых на водонепроницаемых линзах:

1—песок; 2—водонепроницаемые или слабопроницаемые линзы в песчаном массиве; 3—глубина проникновения гравитационного потока воды атмосферных осадков в песках; 4—концентрированный сток атмосферных осадков, аккумулированных на водонепроницаемых линзах; 5—грунтовые воды.

При наличии водонепроницаемой линзы на глубине до 10—15 м просачивающиеся воды атмосферных осадков будут задерживаться и стекать по ее поверхности, концентрируя сток в одном или нескольких местах. При концентрированном же стоке вода в песчаном массиве может проникать на любую глубину залегания грунтовых вод. Следовательно, для проникновения воды атмосферных осадков на значительную глубину необходимым условием является наличие водонепроницаемой линзы на глубине меньшей, чем предельная глубина промачивания атмосферными осадками. И второй вывод—чем больше площадь водонепроницаемой линзы, тем лучше условия для питания грунтовых вод атмосферными осадками (Давыдов, 1961).

Ту же роль водонепроницаемые линзы играют и для конденсационных вод. Несколько иное значение при этом имеет размер линзы. При конденсации воды из паров атмосферы условия для ее концентрации и транзита до уровня грунтовых вод будут лучшими на больших по площади линзах. При конденсации воды из поровых

паров лучшие условия для протекания этого процесса будут на линзах сравнительно малых размеров. Оптимальная глубина залегания линз, концентрирующих сток конденсационной воды, должна быть меньше 10—15 м, то есть меньше глубины пояса постоянных температур.

Очевидно, ролью водонепроницаемых линз объясняется вопрос, почему в песчаных пустынях при одних и тех же условиях строения поверхности на одних участках формируются значительные по размеру линзы пресных вод, а на других—воды высокой минерализации. Видимо, эти водонепроницаемые линзы и являются тем дополнительным необходимым условием, при котором становится возможным проникновение воды, концентрирующейся на небольшой глубине до уровня глубоко залегающих грунтовых вод.

Выводы

Исследователями последних десятилетий в песчаной пустыне Туркменистана выявлены значительные запасы пресных подземных вод.

По условиям питания и размерам площадей развития пресных вод можно выделить три типа участков пресных вод:

а) **Мелкие линзы пресных вод** встречаются там, где развиты такры. Питание их происходит исключительно за счет погружения в пески такырного стока, формирующегося за счет атмосферных осадков. Местным населением такие линзы создаются искусственным путем, путем организации стока с такыров и сооружения поглотительных котлованов. Распространены воды этого типа на значительной части территории песчаной пустыни и являются одним из основных источников водообеспечения на отгонных пастбищах.

б) **Линзы пресных вод средних размеров** располагаются у кромки песков, граничащих с наклонной предгорной равниной. Питание этих линз осуществляется путем погружения в пески временного поверхностного стока по суходолам. Формируются линзы этого типа и за счет паводкового стока горных рек в годы исключительно богатые осадками. Возможна некоторая доля участия в питании пресных линз и атмосферной влаги, выпадающей в виде осадков и конденсирующейся в толще грунтов.

в) **Крупные по площади участки пресных вод**, занимающие тысячи и десятки тысяч квадратных километров, охватывают песчаные массивы в различных частях пустыни. Мощность пресных вод измеряется десятками метров. Анализ природной обстановки и гидрохимических условий дает достаточно обоснованный вывод о возможности питания пресных вод за счет атмосферных осадков и конденсации влаги в толще грунтов. Необходимым условием для существования пресных вод этого типа является превышение величины поступления влаги над величиной внутрigrунтового испарения, а это определяет собою минимальную глубину залегания уровня пресных вод, которая в условиях Туркменистана должна быть более 20—30 м.

I. I. DAVYDOV

FORMATIONAL ENVIRONMENTS OF FRESH GROUND WATERS IN TURKMENISTAN SANDY DESERTS FROM HYDRO — CHEMICAL EVIDENCES

Abstract

Turkmenistan sandy deserts were formerly believed to be arid. The underground waters were considered as highly mineralized, and the sweet ones were assumed to occur only in the shape of small lenses supernatant on salt waters. Such implications prevented the fine pastures and rich natural resources of the desert to be appropriated.

ately made use of. It was not until the establishment of the Soviet Power in Turkmenistan that productive forces of the desert were put under systematic study. Numerous chemical analyses of ground-water samples shown in the table I attest to the increasing rate of hydrogeological investigations.

Fresh ground waters revealing to be continuously occurring over vast areas reaching tens of thousands km² (see Fig. 1) have been recognized as a result of investigations followed during the last two decades. Three following types of fresh ground water occurrence may be distinguished:

1. Small fresh water lenses confined to takyr. Their formation and recharge is determined by atmospheric precipitation running off the takyr. Their recharge conditions have been studied sufficiently well, and artificial stoping of such type waters is largely effectuated. These waters occur usually at depths ranging 5—30 m.

2. Middle-sized fresh water areas are located among the sands bordering the sloping piedmont plain. Their generation and recharge is effectuated at the expense of the atmospheric precipitation provisional superficient run—off down blind creeks. To study this process quantitatively experimental run—off platforms have been set up and put under control.

3. Vast fresh ground water areas display a great diversity of hydrogeological environments. They are usually confined to slightly fixed sands with a convex surface. A considerable depth of ground water table occurrence reaching 300 m is characteristic of them.

It was stated by detailed investigations that in such type areas water mineralization increases downwards as well, as from the centre to their periphery (see Fig. 2 and 3). The chemical composition of waters changes in the same senses, altering from the hydrocarbonate—calcic to chloride-sodium ones.

This puts out of the way the possible fresh water recharge by subterranean streams either making their way upwards from the depth, or penetrating laterally.

The absence of a drainage system within distributive provinces of such areas excludes as well the possible fresh water recharge by infiltration of surface waters.

The only source of their recharge appears to be the atmospheric moisture, which is brought in the shape of precipitation and is condensated in the mass of ground confined to the aeration zone. In the case of fresh waters penetrating to greater depths, this may be explained by the presence of lenses composed of practically impermeable rocks which, being confined to the mass of sands, create a concentrated run off (see Fig. 5).

ЛИТЕРАТУРА

- Алкин О. А. Основы гидрохимии. Гимиз, Л., 1953.
Гейгер Р. Климат приземного слоя воздуха. Изд-во иностранной литературы, 1960.
Давыдов И. Я. О роли водонепроницаемых линз песчаных массивов грунтовых вод. Изд-во АН ТССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 1, 1961.
Давыдов И. Я. Некоторые условия формирования пресных грунтовых вод в песчаных пустынях. Изд-во АН ТССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 1, 1962.
Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд-во АН СССР, 1936.

СОДЕРЖАНИЕ

Машрыков К. К. Туркменская Советская Социалистическая Республика. . .	5
Машрыков К. К., Аманниязов К. и Юферев Р. Стратиграфия юрских отложений Туркменистана.	25
Луппов Н. П. Нижнемеловые отложения Туркмении.	41
Габриэлянц Г. А. Верхнемеловые отложения Центральной части Каракумов. . .	54
Мередов Т. Верхнемеловые отложения среднего течения Аму-Дарьи и юго- восточной части Заунгузских Каракумов.	65
Блискавка А. Г., Габриэлянц Г. А., Железнов А. А., Сапер- сон Э. И. и Ткачук М. А. Схема стратиграфии палеогеновых отложе- ний центральных и северных районов Туркмении.	86
Розьева Т. Р. и Узиков О. Стратиграфия верхнего миоцена Централь- ного, Западного Копет-Дага и Прикопетдагской впадины.	87
Узиков О. Миоцен Красноводского полуострова.	100
Ханов С. Неогеновые отложения южной части Западно-Туркменской низмен- ности.	116
Смирнов Л. Н., Ибрагимов М. С. Неоген юго-восточного Туркменистана. . .	121
Бердыев Г. Четвертичные отложения Туркменистана.	138
Мандельштам М. И., Андреев Ю. Н. и Розьева Т. Р. Биостра- тиграфическое значение мезозойских и кайнозойских остракод Средне- азиатской области Тэтиса.	156
Семенович В. В. Вопросы тектонического районирования южной части Туран- ской платформы и геосинклинальных областей Юго-Западного Туркменистана. . .	172
Амурский Г. И., Блискавка А. Г., Габриэлянц Г. А., Жукобор- ский Ф. Я. Основные черты тектонического развития Зеагли-Дарвазин- ского куполовидного поднятия.	185
Аграновский Л. Е., Габриэлянц Г. А., Хаснутдинов З. Б. О газо- носности центральной части Каракумов.	195
Барташевич О. Органическое вещество мезо-кайнозойского комплекса Туркмении.	208
Аманниязов К. Палеобиогеографические провинции юрских морских бас- сейнов Средней Азии по аммонитам.	223
Шевченко Н. Г. Поиски пресных линзовых вод в условиях песчаного рельефа по геоморфологическим признакам.	228
Давыдов И. Я. Условия формирования пресных грунтовых вод в песчаной пустыне Туркменистана по гидрохимическим данным.	235

CONTENTS

K. K. Mashrykov. The Turkmen Soviet Socialist Republic.	5
K. K. Mashrykov, K. Amanniyasov, R. F. Juferev. Jurassic Sedimentation Within the Epihercynian an Platform Confined to the Western Part of the Middle Asia.	25
N. P. Luppov. The Lower Cretaceous deposits of Turkmenistan.	41
G. A. Gabrielyants. Upper Cretaceous Strata in the Central part of Karakum.	54
T. Meredov. Upper Cretaceous Deposits in the Amu-Darya River Middle Course and the South-East Part of Trans-Unguz Karakum desert.	65
A. G. Bliskavka, G. A. Gabrielyants, A. A. Zheleznova, E. I. Saperon, M. A. Tkachuk. Stratigraphic scheme for Paleogene deposits developed in the Centre and the North of Turkmenistan.	86
T. R. Rozyeva; O. Uzakov. Stratigraphy of Upper Miocene strata in the Kopet-Dag and Subkopetdag Depression.	88
O. Uzakov. The Miocene of Krasnovodsk Peninsula.	100
S. Khanov. The Neogene Strata in the South Part of the West-Turkmenistan Lowland.	116
L. N. Smirnov, M. S. Ibragimov. The Neogene of the South-Eastern Turkmenistan.	121
G. Berdyev. The Quaternary sediments of Turkmenistan.	138
M. I. Mandelshtam, Yu. N. Andreev, T. R. Rozyeva. Biostratigraphical significance of Ostracoda for the differentiation of Mesozoic and Cenozoic strata in the Middle Asiatic region of Tethys.	156
V. V. Semenovich. The Problems of Tectonic Zoning for the Southern Part of the Turan Platform and Geosynclinal Regions of South-West Turkmenistan.	172
G. I. Amursky, A. G. Bliskavka, G. A. Gabrielyants, F. Y. Zhukoborsky. Main Features of Tectonic Development of Zeagli-Darvaza Uplift.	185
L. E. Agranovsky, G. A. Gabrielyants, Z. B. Khusnutdinov. On Oil and Gas Possibilities in the Central Part of Karakum.	195
O. V. Bartashevich. The Geochemical Characteristic of Dispersed organic Matter and Bitumens in Mesozoic and Cenozoic Deposits of Turkmenistan.	208
K. Amanniyazov. Paleobiogeographic Provinces in the Jurassic Sea Basins of Midle Asia distinguished from Ammonites Distribution.	223
N. G. Shevchenko. Geomorphological Criteria for search Lensing fresh Waters and hydrogeological Conditions of some such Lenses.	228
I. J. Davydov. Formational Environments of Fresh Ground Waters in Turkmenistan Sandy Deserts from Hydro-Chemical Evidences.	235

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ТУРКМЕНИИ

ТУРКМЕНИЗДАТ

Редактор Ю. М. Щетинина
Тех. редактор Г. А. Артыкова
Корректоры Е. Харитоновна, Г. Думнова

* * *

Сдано в набор 6/IX-64 г. Подписано к печати 4/I-65 г.
Физ. печ. лист. 15,5. Уч.-изд. л. 22,72. Приведен. л. 21,23.
Тираж 500. Формат 70×108^{1/16}. ТИ № 2259. Заказ 2259.
Цена 1 р. 69 к. И—05828.

* * *

Туркмениздат, Гоголя, 17а
Полиграфкомбинат, Советская, 46