
ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ТУРКМЕНИИ

ВЫПУСК 6

АШХАБАД
1969

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ТУРКМЕНИИ

Т Р У Д Ы
УПРАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГИИ СОВЕТА МИНИСТРОВ
ТУРКМЕНСКОЙ ССР

ВЫПУСК 6

РЕДКОЛЛЕГИЯ

М. К. Мирзаханов (редактор), Ф. А. Арест, В. Т. Воловик (зам. редактора), К. Н. Иомудский, Г. Н. Калмыков, Г. К. Литвин, Е. С. Парникель, М. И. Раевский, М. М. Фартуков (зам. редактора).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Управление геологии Совета Министров Туркменской ССР проводит на территории республики разносторонние интенсивные геологические, гидрогеологические и геофизические исследования с целью выяснения особенностей геологического строения регионов, установления закономерностей размещения полезных ископаемых и расширения минерально-сырьевой базы Туркмении. При этих исследованиях ценой больших капиталовложений и напряженного труда добываются новые данные о геологии и полезных ископаемых. Часть этих данных для скорейшего доведения их до геологической общественности и более полного использования в практике геологоразведочных работ публикуется в настоящем выпуске.

Н. Т. СУЮНОВ,
К. Н. ИОМУДСКИЙ,
Э. И. ПТУШКИН,
С. П. ВАЛЬБЕ

ПЯТЬДЕСЯТ ЛЕТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОИСКОВ И СОЗДАНИЕ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ В ТУРКМЕНИИ

В 1967 году Туркменистан и все советские республики отметили пятидесятилетие победы Великого Октября. С точки зрения мировой истории 50 лет — ничтожно малый отрезок времени. Но в жизни Туркменистана за эти пятьдесят лет достигнут грандиозный экономический и культурный прогресс, равного которому нет во всей предшествующей истории туркменского народа.

За пятьдесят лет Советской власти Туркмения из отсталой полуколоннальной окраины России с примитивным аграрным натуральным хозяйством превратилась в страну с высокоразвитой горнодобывающей промышленностью, в страну большой химии и строительной индустрии, в страну многоотраслевого социалистического сельского хозяйства.

Достижение этих результатов было бы немислимо без мощной минерально-сырьевой базы, становление которой явилось результатом разнообразных общегеологических и специальных геологических, гидрогеологических и геофизических исследований, выполненных на территории республики в основном за годы Советской власти.

Геологическое изучение Туркменистана было начато в первой половине XIX века, заметно усилившееся во второй половине его, после присоединения Туркмении к России. Наиболее характерной чертой работ было развитие обзорных маршрутных исследований, позволивших получить первые представления о географических особенностях, геологическом строении и некоторых полезных ископаемых страны (нефть, озокерит Челекена).

Наиболее значительные исследования этого периода связаны с именами русских ученых А. М. Коншина, В. А. Обручева, К. И. Богдановича и др.

В конце XIX в. геологические исследования в Туркмении приобрели более целенаправленный характер. В частности, Н. И. Андрусовым были заложены основы стратиграфии прикаспийского неогена. При деятельном участии Н. И. Андрусова в 1897 г. была организована Карабогазгольская экспедиция, работы которой выявили значение залива Кара-Богаз-Гол как крупного месторождения мирабилита.

В 1906—1916 годах в восточных и юго-восточных районах Туркмении проводились изыскания, связанные с проблемой орошения. При этих исследованиях были получены некоторые отрывочные данные по четвертичным отложениям и грунтовым водам дельты Аму-Дарьи, Теджена и Мургаба.

Одновременно с указанными работами русскими геологами осуществлялось в ограниченном объеме геологическое картирование отдельных районов, в частности, К. П. Калицким — в Прикаспийской низменности, Н. И. Андрусовым и А. Д. Нацким — в Западном Конет-Даге.

В довоенные годы в большом объеме были проведены среднемасштабные геолого-гидрогеологические съемки, которыми была охвачена вся территория Копет-Дага (И. И. Никшич, В. Н. Огнев, В. В. Александров, П. И. Калугин, М. П. Сукачева), Большого Балхана (П. М. Василевский), Краснодарского полуострова (М. Ф. Двали), Туаркыра (Н. П. Луппов), Гаурдак-Кугитангского района (А. В. Данов, П. П. Чуенко), Бадхыза и Карабиля (И. А. Котельников). Этими исследованиями были выявлены основные черты геологического строения «открытых» территорий, проведены соответствующие стратиграфические расчленения разрезов, установлены гидрогеологические особенности и в ряде случаев определены пути использования пресных подземных вод.

Иным путем шли в довоенные годы общегеологические изучения Каракумской пустыни, занимающей большую часть территории республики. В начале (до 1934 года) все исследования в Каракумах по-прежнему носили маршрутный характер, а с 1934 г., после создания Туркменской экспедиции АН ТССР, — маршрутно-площадной. Наибольшее значение этих исследований состоит в том, что они заслужили основу современных представлений о формировании рельефа и новейшей геологической истории туркменских пустынь. В первую очередь в этом отношении следует отметить работы Н. П. Герасимова и Б. А. Федорова.

Выполненные общегеологические исследования еще в довоенные годы позволили в ряде районов республики приступить к поискам и разведке месторождений полезных ископаемых. Эти работы увенчались выявлением многочисленных баритовых и витеритовых жил в Западном Копет-Даге, промышленных залежей угля в Туаркыре, месторождений калийных солей — в Гаурдак-Кугитангском районе, серы — в Центральных Каракумах.

В Западно-Туркменской низменности и в ряде других районов в довоенные годы велись работы по изучению перспектив газоносности (В. Б. Порфирьев, Ю. А. Косыгин, А. В. Данов). В 1932 году установлена промышленная нефтеносность Небитдагского месторождения. В. А. Киров, Г. К. Орьев, Ю. А. Косыгин, А. И. Смолко и другие провели большую работу по изучению отдельных открытых антиклинальных складок с целью установления наиболее перспективных направлений разведочных работ. Была начата разведка на Боя-Даге, Кара-Тепе, Кеймире и других площадях, открыто крупное нефтяное месторождение на западной периклинали небитдагской складки.

После 1937 года для изучения глубинного строения Западно-Туркменской низменности и выбора площадей для поисков месторождений нефти во все возрастающих объемах применялись геофизические методы разведки, в частности, гравиметрия (Ф. А. Арест и др.).

В 40-х и последующих годах, наряду с разведкой полезных ископаемых и началом специальных гидрогеологических исследований, в широком масштабе ставятся инженерногеологические исследования под гидротехнические сооружения. Такие исследования проведены для строительства Тедженского, Ташкепринского водохранилищ, гидроузлов Султан-Бент, Каушут-Бент, Казыклы-Бент (А. А. Петров, П. А. Луценко, К. Н. Иомудский, С. К. Калугин и др.) и другие.

Крупные инженерногеологические работы были проведены в связи с проектом строительства Каракумского и Главного Туркменского каналов (К. Н. Иомудский, В. Л. Дубровкин, Н. Г. Шевченко, А. А. Петров, П. А. Луценко, М. С. Салмин, С. Г. Коробкин, Г. Я. Рябчинский и др.). При этих исследованиях, помимо инженерногеологических сведений, получены ценные материалы о геологическом строении и подземных водах исследуемой территории.

Великая Отечественная война несколько замедлила развитие геологических исследований в республике. В эти годы нужды обороны и хозяйственные потребности республики заставили заняться разведкой небольших свинцово-цинковых месторождений Кугитанга и угольных месторождений Туаркыра.

Продолжалась разведка месторождений нефти в Западно-Туркменской низменности, которая в 1948 г. увенчалась вводом в эксплуатацию Кумдагского месторождения.

Послевоенные годы характеризовались широким разворотом работ на нефть в Западно-Туркменской низменности. Здесь, в частности, в больших объемах проводились гравиметрические съемки и были начаты сейсморазведочные исследования, которые позволили выявить ряд новых структур, перспективных в нефтегазоносном отношении, и разработать основы современных представлений о тектонике региона. В эти же годы в Западно-Туркменской низменности расширились нефтепоисковые буровые работы, завершившиеся открытием новых нефтяных залежей на Челекене и газоконденсатного месторождения Кызылкум.

Отличительной чертой послевоенных лет является проведение в ряде районов республики различного рода гидрогеологических исследований с целью водоснабжения, а также геологических (А. А. Ямнов, М. К. Граве, Б. З. Урецкий) и инженерногеологических (К. Н. Иомудский и др.) съемок в связи со строительством крупных гидротехнических сооружений (Каракумского канала и др.).

Важным достижением гидрогеологов Туркмении было открытие в начале пятидесятих годов в западных районах республики крупнейшей Ясханской линзы пресных подземных вод (Н. Г. Шевченко и др.), на базе которой создан водозабор, снабжающий водой город нефтяников — Небит-Даг и нефтяные промыслы Прибалханского района. Значительные запасы пресных и слабоминерализованных вод были обнаружены, кроме того, в пределах Теджен-Мургабского и Мургаб-Амударьинского междуречий.

Серьезные успехи были достигнуты в первое послевоенное десятилетие в поисках и разведке неметаллических и рудных месторождений полезных ископаемых. В частности, в Гаурдак-Кугитангском районе разведочными работами было установлено промышленное значение Гаурдакского месторождения калийной соли и Кугитангского свинцового месторождения.

В этом же районе специальными работами были увеличены запасы Гаурдакского месторождения серы. На Кара-Богаз-Голе в течение ряда лет проводил исследования Всесоюзный институт галургии, который разрабатывал проблемы, связанные с освоением минеральных богатств залива.

Туркменское геологическое управление в эти годы успешно осуществляло в различных районах республики поиски и разведку месторождений строительных материалов.

Результаты этих исследований были обобщены Ю. Б. Айзенбергом, опубликовавшим в 1961 г. сводку о месторождениях строительных материалов Туркмении.

В 1957 году вышла из печати крупная сводная работа по геологии Туркмении — «Геология СССР», XXII том, Туркменская ССР. Редактор тома Н. П. Луппов — крупнейший знаток геологии республики — вместе с большим коллективом авторов проделал огромную работу по систематизации и обобщению имевшегося к тому времени материала. Этот труд, подводящий итоги первого советского периода геологиче-

ских исследований в Туркмении, имел большое значение при научном обосновании направления региональных, поисковых и разведочных работ в последующие годы.

В результате исследований первого советского периода были созданы основы современных представлений о геологии и полезных ископаемых республики, особенно подробно была изучена территория Копет-Дага, отдельные районы Юго-Западной и Юго-Восточной Туркмении, для которых были созданы среднемасштабные геологические карты, изучены стратиграфия и тектоника, выполнены поиски и в ряде случаев разведка полезных ископаемых и подземных вод. Именно в этот период были выявлены многие нефтяные месторождения Юго-Западной Туркмении, барит-витеритовое оруденение в Копет-Даге, доказано промышленное значение калийных солей и серы в Гаурдак-Кугитангском районе, изучены угльные месторождения Туаркыра и десятки месторождений строительных материалов в различных районах республики. Этот период ознаменовался открытием крупной Ясханской линзы пресных вод и подробным изучением пресных термальных вод Копет-Дага.

Однако обширные территории республики, занятые песками Каракумов, по-прежнему оставались весьма слабо изученными. Представления о их глубинном строении базировались на различного рода отрывочных данных. Между тем именно в Каракумах, которые в тектоническом отношении принадлежат южной части Туранской эпигерцинской платформы, предполагалось открытие крупных залежей газа и нефти. Однако изучение Каракумов, где обнаружение нефти и газа ожидалось на достаточно больших глубинах и где с поверхности развит покров сыпучих песков, нельзя было вести только путями геологической съемки и картировочного бурения. Необходимо было энергичное и смелое комплексирование геофизических и геологических методов разведки.

Перелом в направлении геологических работ наступил в 1957 году, после принятия правительством СССР известного решения об усилении работ на нефть и газ в западных районах Средней Азии. С этого года в Туркмении началась новая современная этап комплексных исследований, который характеризуется разворотом широкого фронта геологических работ в пределах прежде почти не изученной территории Каракумской пустыни.

Вся территория Каракумов в сравнительно короткий срок была покрыта гравиметрической, магнитной и геологической съемками; через всю республику по определенным направлениям были проложены многочисленные сейсмические профили, вдоль которых пробурены сотни структурно-профильных, структурных и картировочных скважин. Только за первые пять лет, прошедшие с 1957 года, в Каракумах было отработано более 60 000 погонных километров сейсмических профилей.

Наибольшую часть геолого-геофизических исследований выполняли коллективы экспедиций Управления геологии СМ ТССР под руководством А. Н. Симакова, В. В. Семеновича, Л. Е. Аграновского, Г. А. Габриэлянца. В западных районах геолого-поисковые работы осуществлялись К. С. Гумаровым, А. Х. Карасановым, М. К. Мирзахановым, С. Чамо, Б. А. Хариковым, в центральных — Л. Е. Аграновским, Г. А. Габриэлянцем, Г. И. Морозовым, А. Г. Блискавкой, Т. Н. Кузовкиной, В. А. Спикиным, в юго-восточных — Р. Е. Айзбергом, Г. И. Амурским, С. П. Вальбе, В. В. Гапеевым, М. М. Германюком, А. Н. Давыдовым, А. А. Дубинским, К. Г. Коцем, Т. Мередовым, В. Я. Соколовым, Г. И. Кириенко и др.

Благодаря этим исследованиям был получен обширный материал,

освещающий геологическое строение Каракумов. Оперативная научная обработка этого материала осуществлялась в специально созданной Центральной комплексной тематической экспедиции.

Своевременная обработка новейшей информации, добываемой геофизиками, буровиками и геологами-съемщиками в Каракумах, позволила в сравнительно короткий срок расшифровать особенности глубинного строения платформенной территории Туркмении и научно обоснованно ориентировать направление поисково-разведочных работ на нефть и газ.

В 1958 году забил газовый фонтан на крайнем юге республики в районе Кушки. Несколько месяцев позже было открыто крупное газовое месторождение в Центральных Каракумах. В 1962 году аналогичное по масштабам газовое месторождение было обнаружено на территории Юго-Восточных Каракумов в районе г. Байрам-Али. В самые последние годы в восточных районах республики были открыты Шах-раплинское, Майское, Кабаклинское, Сакарское, Самантепинское, Гургутлинское и крупнейшее Ачакское месторождения газа. В течение рассматриваемого периода широким фронтом продолжались поисковые работы в юго-западной части Туркмении, где был обнаружен ряд крупных месторождений нефти — Котур-Тепе, Окарем, Камышджа и др. В целом разведанные запасы нефти по промышленным категориям в Туркмении за период с 1967 г. возросли более чем в два раза, а газа — более чем в семь раз.

Помимо нефти и газа, в последние годы успешно велись поиски и изучение других полезных ископаемых. В частности, в ряде нефтяных районов были обнаружены новые месторождения йодо-бромных вод, на Большом Балхане разведано крупное месторождение бентонитов, в Гаурдаке увеличены запасы серы и выполнена разведка крупного месторождения калийных солей. Изучение залежей минеральных солей продолжалось и в заливе Кара-Богаз-Гол. Во многих районах республики были увеличены разведанные запасы пресных подземных вод.

Итак, геологические исследования в Туркмении, выполненные за годы Советской власти, показали, что территория республики пустынна лишь в физико-географическом смысле, в экономическом — это страна с огромным потенциалом, опирающимся на мощную минерально-сырьевую базу. На территории республики к настоящему времени открыто 34 месторождения нефти и газа. Запасы этих важнейших полезных ископаемых в СССР характеризуются следующими цифрами:

	Промышленные:	Прогнозные:
Газ (в млн. м ³)	379525	6984400

Ресурсы пресных подземных вод республики оцениваются в 30 лсек. Велики установленные запасы йодо-бромных вод и серы.

Туркмения располагает практически неисчерпаемыми резервами сульфата натрия, сконцентрированного в крупнейшем солевом месторождении мира — Кара-Богаз-Голе.

Разведанные залежи калийных и поваренных солей только в Гаурдак-Кугитанском районе соответственно определены в 4158 млн. тонн и 2775 тыс. тонн.

Количество разведанных бентонитов определяется в 14680 тыс. тонн, озокерита — 218634 тыс. тонн, угля — 0,5 млрд. тонн. Создание этой базы позволило изменить прежде пустынный облик страны. В республике возникли и получили высокое развитие такие отрасли на-

родного хозяйства, как нефтедобывающая, нефтехимическая, химическая, стекольная промышленность, индустрия строительных материалов и др.

Добыча нефти в республике за 50 лет возросла более чем в 1000 раз и в 1966 году достигла 10665 млн. тонн, то есть больше, чем добывалось во всей царской России в 1913 году. К 1970 году добыча нефти достигнет 15,0 млн. тонн. Резко возрастет добыча газа, которого в 1970 году будет добываться около 12,6—15,1 млрд. м³.

Если в прошлом Туркмения считалась лишенной топливно-энергетической базы, то открытые за годы Советской власти крупные месторождения нефти и газа не только покрывают возрастающие внутренние потребности, но и позволяют передавать большие количества нефтепродуктов и газа в другие экономические районы, в том числе и в Центр Советского Союза. В связи со строительством газопровода Средняя Азия — Центр роль Туркмении как крупного поставщика газа резко возрастет.

Из года в год в республике увеличивается добыча и других полезных ископаемых. Так, за счет сульфата натрия, добываемого «Карабо-газсульфатом», покрывается значительная часть всей потребности Советского Союза. Высококачественная самородная сера и сульфат натрия, йод, бром, озокерит и бентонитовые глины Западной Туркмении составляют значительную долю в общем балансе СССР.

Нефтяная, газовая, химическая и другие отрасли промышленности, возникшие на базе созданной за годы Советской власти минерально-сырьевой базы, вызвали к жизни прежде пустынные районы. На обширных равнинах и в песчаной пустыне выросли промышленные города и поселки: Небит-Даг, Кум-Даг, Котур-Тепе, Бекдаш и др. Пока идет освоение уже открытых месторождений, геологи, геофизики и гидрогеологи — ученые и производственники — продолжают изучение недр республики. В 1971—1975 годах им предстоит существенно расширить минерально-сырьевую базу республики и углубить наши знания о закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых.

РАЗДЕЛ I
СТРАТИГРАФИЯ,
ЛИТОЛОГИЯ И
ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

ОПЫТ КОРРЕЛЯЦИИ И РАСЧЛЕНЕНИЯ РАЗРЕЗОВ СКВАЖИН НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУРКМЕНИИ И НЕКОТОРЫЕ ЕГО РЕЗУЛЬТАТЫ

Западные районы Средней Азии являются высокоперспективными в отношении нефтегазоносности. Особый интерес представляет обширная территория эпигерцинской платформы, в пределах которой известны в настоящее время ряд нефтяных и газовых месторождений, приуроченных в некоторых случаях и к верхнемеловым отложениям (Центральные Каракумы, Кушка). В связи с этим изучение верхнемеловых отложений, выяснение условий их формирования и стратиграфического расчленения приобретает научное и практическое значение. Создание единой схемы корреляции (и расчленения) отложений верхнего мела для всей территории Туркмении позволит решить ряд вопросов истории развития и времени формирования структур и стратиграфической приуроченности залежей нефти и газа.

Верхнемеловые отложения на территории Туркмении присутствуют повсеместно. В районах обнажений они могут быть детально изучены. На большей же части территории они вскрываются многочисленными скважинами, для которых возможности изучения отложений значительно ограничены.

В настоящее время основным методом расчленения и корреляции разрезов скважин и обнажений является биостратиграфический. Для разрезов скважин он имеет ограниченные возможности из-за малой вероятности попадания ископаемых остатков фауны в керна при ограниченных возможностях отбора последнего (целый ряд разрезов в восточной части Туркмении почти не охарактеризован фауной), из-за частой неточной привязки уже извлеченной из керна фауны. В этих условиях затруднительны различные региональные построения. На вероятность находок остатков фауны влияет явно выраженная фациальная приуроченность различных групп фауны, имеющих стратиграфическое значение, что не позволяет сопоставить разнофациальные разрезы (например, восточной и западной частей Туркмении). Все изложенное в полной мере относится и к остаткам фораминифер. К этому следует добавить, что нередко выводы, основанные на изучении остатков моллюсков, не совпадают с теми, которые получаются при изучении фораминифер. В результате не удается определить границы между подъярусами кампана, маастрихта; недостаточно четко определяется граница между кампаном и сантоном, между кампаном и маастрихтом и т. д.

Большую помощь при стратиграфических построениях может оказать литолого-петрографическое изучение разрезов скважин. Однако ограниченный отбор керна не позволяет его использовать достаточно полно.

В этих условиях значительно возрастает роль каротажных материалов, в частности, электрометрических исследований. Они позволяют до некоторой степени восполнить недостаток кернового материала, проводить корреляцию в пределах локальных районов. В любом случае, однако, палеонтологических данных в пределах локальных районов бывает недостаточно. И внутрирайонная корреляция не всегда позволяет определить стратиграфическую полноту вскрываемого скважинами разреза. Эти задачи сравнительно легко могут быть решены с помощью общерегиональной корреляции по электрометрическим данным и другим видам каротажа. Комплексный подход (картаж и палеонтология) позволяет увязать разрезы скважин различных районов, иногда критически оценивать выводы, сделанные на основе изучения фаунистических остатков в каком-либо районе. Региональная корреляция в силу выше изложенного не всегда может решить все стратиграфические задачи. Поэтому возникает необходимость сопоставления разрезов скважин с разрезами обнажений. Способ расчленения разрезов скважин путем сопоставления их с разрезами обнажений неоднократно применялся на территории Туркмении (Айзберг, 1961; Левшин и др., 1961). Сравнение литологических колонок, различно интерпретированных, приводит к неоднозначным выводам в зависимости от субъективных данных. В качестве примера можно указать работу (Айзберг и др., 1966, стр. 62), где интервал с сантонской фауной отнесен к коньякскому ярусу. Поэтому для сопоставления разрезов необходимы объективные критерии. Такowymi могут служить кривые карбонатности и глинистости, полученные по обнажению, и результаты электрометрических исследований* (кривые сопоставления** и ПС), поскольку между литологическими особенностями горных пород и их физическими свойствами существуют прямые коррелятивные связи (Кобранова, 1963).

Зависимость величины сопротивления от содержания CaCO_3 в практике нефтепромысловых исследований известна давно и не вызывает сомнений (Итенберг, 1961; Перьков, 1958). Карбонат кальция выступает как диэлектрик. Для увязки разрезов скважин и обнажений (или обнажения с обнажением) интерес представляет не абсолютная величина сопротивления, а характер его изменения по разрезу. На рис. 1 приведены разрезы скважин с нанесенными значениями карбонатности, определенной по керну. Скважины расположены в различных частях Туркмении и характеризуются неодинаковыми условиями проведения каротажа. Тем не менее общая закономерность зависимости поведения кривых КС и ПС от степени карбонатности и содержания глинистого материала сохраняется. При этом кривые располагаются относительно друг друга почти параллельно. Полной параллельности не наблюдается в силу различной компетентности пород к выносу их из скважины, и не всегда удается правильная точечная привязка образцов по разрезу. Указанная зависимость позволяет непосредственно сравнивать кривые сопротивления и карбонатности (последняя по разрезу обнажения).

На величину и поведение кривой собственной поляризации (ПС) влияет содержание в породах глинистой примеси (Итенберг, 1961; Перьков, 1958), от которой зависит мембранная активность пород. Последняя является одной из составных величин, определяющих амплитуду отклонения кривой ПС и ее знак (Итенберг, 1961). Наименьшие (отрицательные) значения ПС имеют песчано-алевритовые и известняковые

* Корреляция по этому методу автором впервые была применена несколько раз (Левшин, Фартуков, 1963).

** Здесь и далее имеется в виду кажущееся сопротивление.

породы. Глины и мергели отличаются наибольшими (положительными) значениями с амплитудой отклонения в зависимости от мощности пластов и размеров зонда. В общем случае кривая ПС является как бы зеркальным отображением кривой сопротивления. Основные причины, порождающие ПС, остаются едиными для карбонатных и терригенных

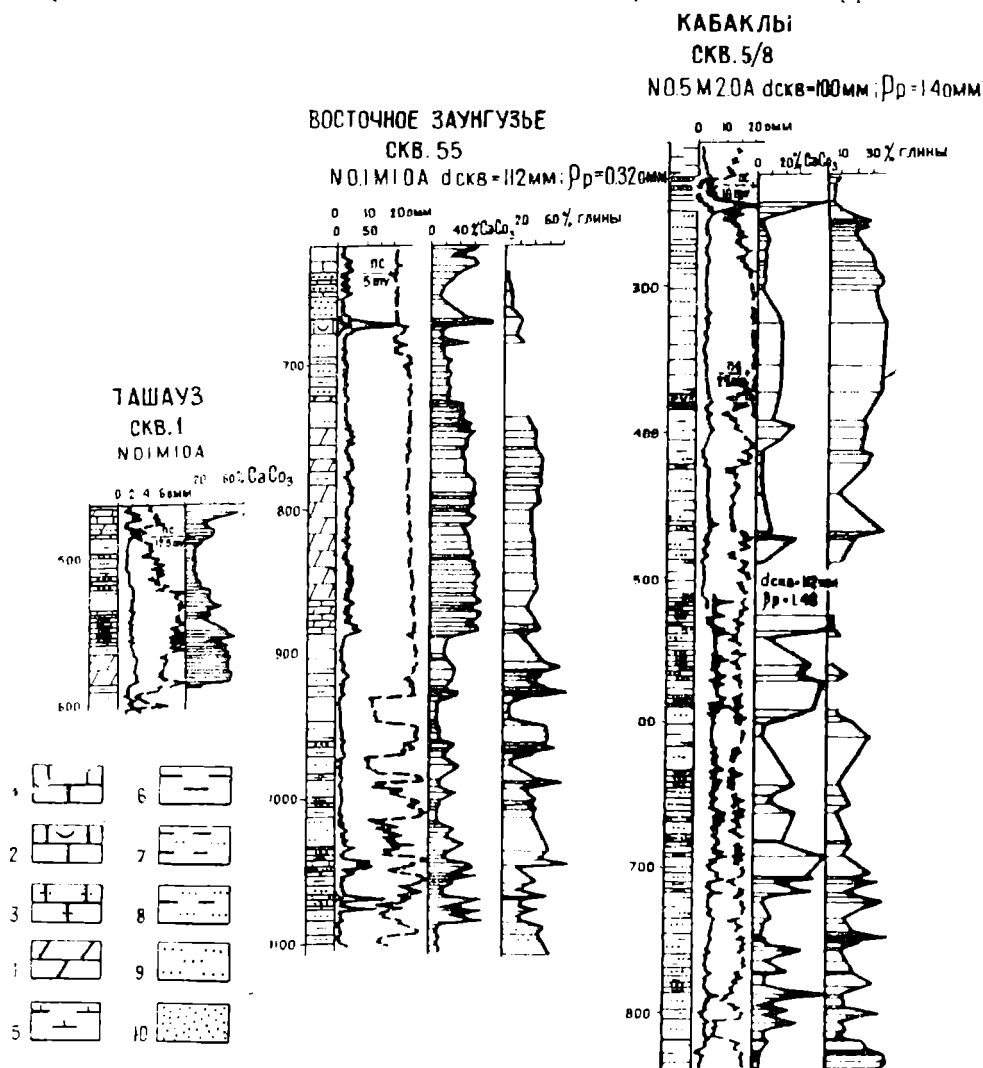


Рис. 1. Зависимость электрометрической характеристики пород от степени их карбонатности и глинистости (1964 г.):

1—известняки; 2—известняки органогенные и устричники; 3—известняки песчанистые; 4—мергели; 5—глины известковистые; 6—глины; 7—глины алевроитистые; 8—алевролиты глинистые; 9—алевролиты; 10—песчаники.

отложений (Итенберг, 1961). Необходимо отметить, что С. С. Итенберг и И. А. Перьков считают наиболее устойчивой в сохранении формы и величины кривую ПС и предлагают использовать ее для корреляции. Но такой устойчивости кривой ПС на больших расстояниях вследствие изменений вещественного состава не наблюдается.

Таким образом, зная прямую зависимость изменения конфигура-

КАРА-УЗИ
СКВ. № 23
40,1 М, 0,04

0 5 10 15 20 мм
ПС
0 ПУ

500

600

700

800

900

1000

1100

1200

1300

1400

1500

1600

1700

1800

1900

2000

2100

2200

2300

2400

2500

2600

2700

2800

2900

3000

3100

3200

3300

3400

3500

3600

3700

3800

3900

4000

4100

4200

4300

4400

4500

4600

4700

4800

4900

5000

5100

5200

5300

5400

5500

5600

5700

5800

5900

6000

6100

6200

6300

6400

6500

6600

6700

6800

6900

7000

7100

7200

7300

7400

7500

7600

7700

7800

7900

8000

8100

8200

8300

8400

8500

8600

8700

8800

8900

9000

9100

9200

9300

9400

9500

9600

9700

9800

9900

10000

10100

10200

10300

10400

10500

10600

10700

10800

10900

11000

11100

11200

11300

11400

11500

11600

11700

11800

11900

12000

12100

12200

12300

12400

12500

12600

12700

12800

12900

13000

13100

13200

13300

13400

13500

13600

13700

13800

13900

14000

14100

14200

14300

14400

14500

14600

14700

14800

14900

15000

15100

15200

15300

15400

15500

15600

15700

15800

15900

16000

16100

16200

16300

16400

16500

16600

16700

16800

16900

17000

17100

17200

17300

17400

17500

17600

17700

17800

17900

18000

18100

18200

18300

18400

18500

18600

18700

18800

18900

19000

19100

19200

19300

19400

19500

19600

19700

19800

19900

20000

20100

20200

20300

20400

20500

20600

20700

20800

20900

21000

21100

21200

21300

21400

21500

21600

21700

21800

21900

22000

22100

22200

22300

22400

22500

22600

22700

22800

22900

23000

23100

23200

23300

23400

23500

23600

23700

23800

23900

24000

24100

24200

24300

24400

24500

24600

24700

24800

24900

25000

25100

25200

25300

25400

25500

25600

25700

25800

25900

26000

26100

26200

26300

26400

26500

26600

26700

26800

26900

27000

27100

27200

27300

27400

27500

27600

27700

27800

27900

28000

28100

28200

28300

28400

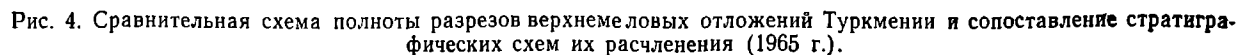
ции кривых сопротивления от содержания карбоната кальция в породах, можно сопоставлять разрезы скважин и обнажений на определенной физической основе. В результате оказалось возможным сопоставить верхнемеловые отложения для всей территории Туркмении (рис. 2 и 3) и выяснить стратиграфическую полноту разреза в различных районах (рис. 4*). При корреляции учитывалась не только форма кривых сопротивления, но и их положение относительно начала отсчета. В качестве примера можно указать положение кривой сопротивления для отложений зоны *Mantelliceras mantelli* и ее аналогов в сеноманском ярусе. Такое расположение кривой и ее форма сохраняются для всей территории Туркмении.

Карбонатные отложения с запада на восток переходят в терригенные (Куницкая и др., 1964; Фартуков, 1964). На основе закономерности сохранения относительных величин сопротивления (и карбонатности) выявлено, что известняки по простиранию замещаются алевролитами и песчанниками (например, в низах кампана), мергели — глинами. Сеноманские отложения остаются одинаковыми на всей территории Туркмении. Несмотря на значительные литологические различия разрезов и их удаленность друг от друга, на всем пространстве от Западного Копет-Дага и до Аму-Дарьи прослеживаются одни и те же реперы. Это указывает на сходство физических свойств, присущих только одновозрастным отложениям, которые сформировались скорее всего в процессе седиментогенеза и не зависят от тектонического положения коррелируемых разрезов. Абсолютные значения карбонатности меняются по площади. Но относительное содержание карбоната кальция для каждого разреза (и в целом по разрезу) остается постоянным. Это имеет большое значение в сохранении электрометрической характеристики и позволяет унифицировать стратиграфические границы и получить информацию палеогеографического и палеотектонического характера. Разница в абсолютном содержании CaCO_3 в породах возникает как результат приближения разрезов Восточной Туркмении к областям сноса. Переход известняков в сравнительно грубообломочные отложения (песчаники, алевролиты) является следствием синхронности колебательных движений дна бассейна и области сноса. Положительные движения в области сноса обуславливают поступление в конечный водоем стока грубообломочного материала. Создается дефицит мелкообломочных продуктов разрушения в области, удаленной от очагов разрушения, что компенсируется усиленным осаждением карбоната кальция.

Таким образом, на фоне пространственной литологической изменчивости пород процесс осаждения CaCO_3 и глин фиксировался в осадке одновременно, образуя элементы разреза (и соответствующие электрометрические реперы), выдерживающиеся на протяжении сотен километров, по которым далеко отстоящие разрезы могут надежно коррелироваться. Правильность такой корреляции показывают и палеонтологические данные, общие как для всей территории Туркмении, так и для многих областей земного шара.

До последнего времени в пределах Туркмении выделялось два типа разреза, распространенные соответственно в западной и восточной частях территории (Калугин, 1957). Н. Н. Бобкова (1958) считает возможным выделять их и больше. Значительно пополненный за последние годы палеонтологический материал, а также корреляция по пред-

* План расположения коррелируемых разрезов указан на рис. 3. Правая сторона схемы представляет номенклатуру слоев и зон, предложенную В. Д. Ильиным (1963), с указанием автора данной статьи их эквивалентов в Западном Копет-Даге (Атабекян, Лихачева, 1961).



лагаемой методике (характер строения разрезов на всей территории Туркмении и за ее пределами сохраняется одинаковым) показывают, что резкой разницы между разрезами не существует. Подчеркивание мелких специфических черт, присущих различным территориальным разрезам, затушевывает их сходство, тем самым затрудняя их сопоставимость. Последнее влияет на выводы палеогеографического (и палеотектонического) характера.

Некоторые особенности в составе фаун восточных разрезов (обилие устриц) объясняются близостью береговой линии и изменением вследствие этого характера осадков, образующих субстрат, играющий немаловажную роль в расселении и видообразовании фаун (Василенко, 1961; Жижченко, 1964). Обилие устричных в восточных разрезах, создавших свой биоценоз, также оказывало влияние на расселение других космополитных представителей моллюсков и появление новых местных видов, как, например, в коньяке и сантоне (Ильин, 1963). Влиянием субстрата можно объяснить, например, расселение аммонитов *Mantelliceras*, *Acanthoceras*. Массовые находки последних отмечаются на определенном уровне в разрезах. Такая приуроченность раковин аммонитов одного рода указывает на синхронность однонаправленных движений и на сопоставимость глубин в различных частях бассейна.

Прослеживаемость на больших расстояниях одних и тех же мелких элементов разреза указывает на слабую контрастность колебательных движений и таласократический режим позднемелового бассейна, чему способствовало затопление огромных пространств суши, обуславливая образование обширного мелководного бассейна.

Из сопоставления по предлагаемому методу выявляется общая закономерность, по которой сильно карбонатным отложениям Западного Копет-Дага (и западной половины Туркмении) в разрезе юго-западных отрогов Гиссара (и восточной половины Туркмении) соответствуют части разреза с повышенным содержанием прослоев устричников, например, в низах кампана. В районе Гаурдака и в Приамударьинской зоне (Фараб—Керки) содержатся мощные прослои устричников среди алевролитов. Прослои устричников в виде пик сопротивления на фоне повышенного сопротивления прослеживаются на электрометрических диаграммах скважин. По-видимому, изменение кривой сопротивления по площади совсем не зависит от формы содержащегося карбоната кальция в отложениях — будет ли это карбонат, равномерно рассеянный в породе в виде цемента и примеси, либо это будет органогеннообломочный CaCO_3 .

Внимательное изучение кривых по обнажениям и скважинам показывает, что в толще верхнего мела Туркмении наблюдается определенная ритмичность как в терригенной части разреза (сеноман, сенон Восточной Туркмении), так и в карбонатных отложениях сенона. Сеноман состоит из ритмически построенных литологических пачек, соответствующих биостратиграфическим подъярусам и зонам. Весь разрез сеномана также является одним общим крупным ритмом, который начинается глинистыми и заканчивается песчано-алевритовыми породами (как эквиваленты сильно карбонатных отложений) или песчано-карбонатными отложениями тагаринского горизонта в юго-западных отрогах Гиссара. Надо отметить, что для сеномана наблюдается в общем случае увеличение карбонатности (сопротивления) для каждого элемента снизу вверх, а для альбских отложений происходит обратное изменение. Ритмичность в сеноне фиксируется в виде чередования пачек пород с повышенной карбонатностью (и сопротивления) и пачек пород.

характеризующихся пониженным карбонатосодержанием (и сопротивлением). В целом для всего разреза меловой системы максимумы карбонатности отмечаются для неокома и сенона (в западной половине Туркмении). Промежуточная часть разреза (апт — нижний турон) представлена комплексом пород, сравнительно слабо обогащенных карбонатами. Кровля и подошва мелового разреза ограничены перерывами. Кривая карбонатности для всего мелового разреза представляется в виде усредненной дуги*, верхней половине которой соответствует верхнемеловой стдел, также залегающий несогласно на нижнем. Каждый ярус, исключая коньяк и турон, внутри верхнего отдела представляется в виде дуги, в миниатюре отражая всю меловую систему, а подъярус — в виде полудуги (отдел). В пределах Туркмении каждый ярус ограничивается перерывом; нередко перерывы и между подъярусами. Указанная закономерность в строении разреза позволяет внести ряд коррективов в стратиграфическую схему Западного Копет-Дага (Атабекян, Лихачева, 1961). Для сохранения полудуги для подъяруса зону *Eurachydiscus levuyi* необходимо включить в состав нижнего подъяруса кампана**, а зону *Diplomoceras cylindra* сеут — в состав нижнего маастрихта. В последнем случае граница между подъярусами маастрихта может быть определена в разрезах скважин по появлению *Apomalinina danica* Brotz. (в случае стратиграфически полного разреза). В настоящее время нижний маастрихт понимается в объеме зоны *Grammostomum incrassatum* var. *incrassata* (= *Hauericeras sulcatum*), а верхний — в объеме зоны *Gr. incrassatum* var. *crassa*. В случае включения зоны *D. cylindraceum* в состав нижнего маастрихта представляется возможным оставшуюся часть верхнего подъяруса (зону *Inoceras tegulatus*) разделить на две подзоны — *Belemnella nowaki* и *B. arkhangelskii*.

Исключением из закономерности являются разрезы коньякского и туронского ярусов, что можно проследить для Восточной Туркмении, где они наиболее полно представлены. Коньякский ярус начинается и заканчивается породами с относительно минимальным содержанием CaCO_3 . Максимум приходится на средние горизонты. Туронский ярус также начинается слабокарбонатными отложениями (нижний подъярус), сменяющимися в верхнем туроне отложениями с повышенной карбонатностью, достигающей максимума во второй половине верхнего турона*** (появляются известняки и мергели в западной части Туркмении, прослой устричников и известняков — в восточной части). Отмеченная закономерность в строении разреза турона, указываемая и для юго-западных отрогов Гиссара (Бобкова, 1961, Ильин, 1963), позволяет определить положение границы между подъярусами турона для всех районов Восточной Туркмении, а также изменить ее положение в разрезе Кабаклы и Восточного Заунгузья. Как видно, изменение содержания CaCO_3 в отложениях этих ярусов отклоняется от общей закономерности, отличаясь в то же время друг от друга. Это объясняется приуроченностью к коньяк-туронскому времени крупных движений, приведших к перестройке структурного плана (возможно, в глобальном масштабе) и к изменению последовательности ритмичности.

Указанная закономерность в строении разрезов распространяется на всю Туркмению. Эквивалентом морских карбонатных отложений

* Аналогичный характер строения разреза наблюдается и для палеогена.

** Этот вывод подтверждается палеонтологическими данными, найденными в соответствующей части разрезов скважин.

*** По характеру строения разреза туронский ярус напоминает, по-видимому, юрскую систему, а коньякский — триасовую.

западной части Туркмении являются красноцветные континентально-лагунные и континентально-морские отложения на востоке. Опираясь на завершенность цикла седиментации, целесообразно отнести красноцветные отложения Кушкинского района и Бадхыза, залегающие в кровле мела, к маастрихту. Последнее подтверждается палеонтологическими данными по Восточному Копет-Дагу (Вальбе, 1962). Значительная часть красноцветов указанных районов сопоставима с подзоной *Belemnella arkhangelskii* или зоной *Orbitoides medja*, выделяемой В. Д. Ильиным в юго-западных отрогах Гиссара, которой представлен весь маастрихт в указанном районе.

Обычно к частям разреза, обладающим повышенной карбонатностью, приурочены перерывы (или признаки обмеления), обуславливающие выпадение элементов разреза. В таком случае в Кушке и Бадхызе верхняя часть красноцветов (примерно четвертая часть по мощности) должна быть отнесена к нижнему палеоцену*.

Указанные выше особенности в строении разреза верхнемеловых отложений позволяют установить наличие внутрiformационных перерывов (и размывов) и площадь распространения различных стратиграфических подразделений (Фартуков, 1964а, б; 1965; 1966). Характерно, что в большинстве случаев (но не всегда; очевидно, это зависит от скорости и резкости погружения и поднятия) зоны перерывов отмечаются на электрометрических диаграммах увеличением сопротивления, что связано с увеличением карбонатности слоев, соприкасающихся с зоной перерыва. Необходимо отметить, что на диаграммах радиоактивного каротажа зоны перерывов также отмечаются повышением радиоактивности (Фартуков, 1966). Последнее обусловлено присутствием в разрезе фосфоритовых горизонтов, обогащенных глаукоцитом, содержащим радиоактивный изотоп калия.

Поскольку наличие перерыва подразумевает подъем некоторого участка дна бассейна, следовательно, повышение карбонатности отложений служит свидетельством уменьшения глубины седиментации осадков. С общим прогрессирующим обмелением позднемелового бассейна связано скачкообразное, (ввиду наличия частых перерывов) возрастание общего фона карбонатности отложений (30—40% в сантоне, 80—90% в маастрихте), что завершилось лагунными и лагунно-морскими условиями осадконакопления на значительной территории Восточной Туркмении в конце позднего мела. Здесь отлагались гипсы и гипсованные известняки и песчаники под влиянием центральноазиатских пустынь, существовавших в Центральной Азии в течение длительного времени (Синицын, 1962). Вместе с увеличением карбонатности отложений отмечается повышение роли остатков раковин двустворок в сложении пород, что также свидетельствует о мелководности карбонатосодержащих отложений. Сравнительно слабокарбонатные отложения сантона Западного Копет-Дага (Атабекян, Лихачева, 1961) характеризуются относительно меньшим содержанием остатков фауны, тогда как более сильно карбонатные отложения маастрихта (и отчасти кампана) отличаются не только обилием макрофаунистических остатков, но и более разнообразным видовым и родовым составом фауны. То же можно наблюдать в разрезах обнажений Восточной Туркмении (Бобкова, 1961; Ильин, 1963; Калугин, 1964) и скважин платформенной области (Габриэлянц и др., 1963). Изучение распределения фораминифер по разрезу показывает, что их количество и морфологические особенности раковин зависят также от степени карбонатности вмещающих отложений. С увели-

* Здесь, как и на всей территории Восточной Туркмении, отложения датского яруса отсутствуют.

чением карбонатности возрастает роль бентонных представителей, увеличиваются размеры раковин и видовое разнообразие и уменьшается значение планктона. Это соотношение изменяется в зависимости от колебаний карбонатности. Подобное же явление в распределении фораминифер по разрезу верхнего мела Мангышлака и Устюрта отмечается в ряде работ (Василенко, 1961; Долицкая, 1966).

В ы в о д ы

Метод объективен, поскольку:

- 1) базируется на физических свойствах пород;
- 2) позволяет перейти от хорошо изученного разреза обнажения к разрезу скважины, для которой трудно добиться такой степени изученности;
- 3) позволяет коррелировать разрезы, далеко отстоящие друг от друга, независимо от литологической изменчивости пород, и тем самым унифицировать стратиграфические границы;
- 4) позволяет выявить выпадение различных элементов разреза в результате перерывов, определить время и глубину проявления размывов и расшифровать достаточно подробно историю развития территории.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Айзберг Р. Е. Меловые отложения Приамударьинского района Юго-Восточной Туркмении. Тр. ВНИГНИ, вып. 35. Гостоптехиздат, 1961.

Айзберг Р. Е., Амурский Г. И., Барташевич О. В. и др. Геология и нефтегазоносность Восточной Туркмении. Изд-во «Недра», 1966.

Бобкова Н. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений и позднемеловые пластинчатожаберные моллюски Таджикской депрессии. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 8. Гостоптехиздат, 1961.

Вальбе С. П. О красноцветной немой толще верхов верхнего мела Восточного Копет-Дага и находке в ней остатков двустворчатых моллюсков. ДАН СССР, № 2, т. 144, 1962.

Василенко В. П. Фораминиферы верхнего мела полуострова Мангышлака. Тр. ВНИГРИ, вып. 171. Гостоптехиздат, 1961.

Габриэлянц Г. А., Кривошеев В. Т. и др. Стратиграфия и литология верхнемеловых отложений центральной части Каракумов. Сб. ЦКТЭ, вып. 1, 1963.

Долицкая И. В. Стратиграфическое распределение фораминифер в карбонатных отложениях верхнего мела Южного Приаралья и биометрическое изучение некоторых аномалий. Автореф. дисс., 1966.

Жищенко Б. П. Типы морских фаун. Сов. геол., № 7, 1964.

Ильин В. Д. Стратиграфия верхнемеловых отложений Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Тр. ВНИГНИ, вып. XXIII. Гостоптехиздат, 1959.

Ильин В. Д. Верхнемеловые отложения Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Автореф. дисс., 1963.

Итенберг С. С. Промысловая геофизика. Гостоптехиздат, 1961.

Калугин П. И. Общая характеристика верхнего мела. Геология СССР, т. 22, ч. I, Туркменская ССР. Гостоптехиздат, 1957.

Калугин П. И. и др. Стратиграфия верхнемеловых и палеоценовых отложений Копет-Дага и Бадхиза. Туркмениздат, 1964.

Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. Гостоптехиздат, 1963.

Куницкая Т. И., Голенкова Н. П. и др. Верхний мел. В кн.: «Условия осадконакопления и геохимическая характеристика мезо-кайнозойских отложений западных районов Средней Азии». Изд-во «Недра», 1964.

Левшин Б. А. и др. Сопоставление разрезов верхнемеловых отложений Прикарабагзия и Каракумов. «Новости нефтяной техники», 1961, № 3.

Левшин Б. А., Фартуков М. М. Верхнемеловые отложения кизыларватского структурного выступа. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1963, № 3.

Перьков И. А. Интерпретация результатов каротажа нефтяных скважин. Гостоптехиздат, 1958.

Синицын В. М. Палеография Азии. Изд-во АН ТССР, 1962.

Фартуков М. М. К стратиграфии сеноманского яруса Северо-Западной Туркмении. «Изв. АН ТССР», сер. ФТХиГН, № 4, 1964а.

Фартуков М. М. К стратиграфии сеноманского яруса Каракумов. «Изв. АН ТССР», сер. ФТХиГН, № 5, 1964б.

Фартуков М. М. О саптонском ярусе Красноводского полуострова, Центральных и Северных Каракумов. «Изв. АН ТССР», сер. ФТХиГН, № 2, 1965.

Фартуков М. М. Фации и геологическая история Туркмении в позднемеловую эпоху. Сб. статей, тр. ГПГК, вып. 2. Туркмениздат, 1964.

Фартуков М. М. Использование естественной радиоактивности пород для корреляции разрезов. «Изв. АН ТССР», сер. ФТХиГН, № 3, 1966.

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КРАСНОВОДСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Вдоль южных обрывов Краснодарского плато, известных под названием гор Куба-Даг, обнажается комплекс осадочных пород, представленных известняками, доломитами, гипсами, красноцветными песчаниками и глинами и известняковыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. В восточной части Куба-Дага, в районе станции Кайлю, эти отложения залегают на размытой поверхности доюрских магматических пород, а на западе контактируют с породами четвертичного возраста по тектоническому разлому.

Изучением терригенной-карбонатной толщи Куба-Дага занимались Г. И. Сиверс (1878), Н. И. Андрусов (1905), С. А. Ковалевский (1926), Н. П. Луппов (1949), З. Е. Баранова (1961), К. К. Машрыков (1958), В. А. Коротков, В. А. Прозоровский (1961) и другие. В настоящее время в составе толщи выделяются отложения верхней юры и нижнего мела. Граница между ними была впервые установлена Н. П. Лупповым (1949) и проводится по подошве пачки белых слоистых известняков с остатками валанжинской фауны.

По литологическим признакам верхнеюрская толща была расчленена Н. П. Лупповым на три свиты, и на основании сопоставления Краснодарского разреза с разрезами верхней юры Большого Балхана и Туаркыра установлен их возраст. Нижняя, известняковая свита отнесена к оксфордскому и частично к кимериджскому ярусам, верхняя, красноцветная — к титонскому. Возраст средней, пестроцветной свиты определен как верхи кимериджа или низы титона.

Позднее (1955—1959 гг.) выяснилось, что свиты, выделенные Н. П. Лупповым, прослеживаются только в западной части Куба-Дага (Баранова, 1961). На востоке, в районе полуострова Куба-Сенгир, наблюдается другой тип разреза. Только проведение специальных литолого-стратиграфических исследований позволило разработать единую схему стратиграфии верхнеюрской толщи для всего Краснодарского полуострова и обосновать возраст стратиграфических подразделений палеонтологически. Автором выделены каифатинская, кубасенгирская и соймановская свиты (рис. 1). Отложения каифатинской свиты относятся к оксфордскому ярусу, кубасенгирской — верхам оксфорда и низам кимериджа, а соймановская свита включает осадки верхов кимериджского и всего титонского ярусов. Общая мощность отложений верхней юры на востоке Куба-Дага — 360 м, а на западе — 429 м. На западном участке разрез неполный, так как нижние слои верхнеюрской толщи срезаны тектоническим нарушением.

В течение ряда лет (1954—1959 гг.) автор занимался изучением

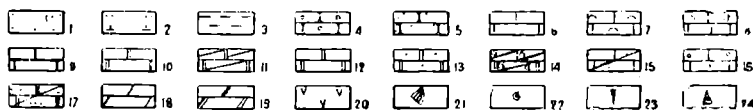


Рис. 1. Сводный литолого-стратиграфический разрез верхнеюрских отложений Куба-Дага.

1 — песчаники среднезернистые; 2 — алевролиты известковистые; 3 — глины; 4 — конгломераты известняковые; 5 — песчаники известняковые; 6 — известняки крипто- и мелкокристаллические; 7 — известняки сгустковые с оолитами; 8 — известняки порфировидные; 9 — афанитовые известняки; 10 — известняки доломитистые; 11 — доломиты известковистые кристаллические; 12 — доломиты кристаллические; 13 — доломиты пелитоморфные; 14 — пятнистые карбонатные породы с кремнисто-доломитовыми стяжениями; 15 — известняки песчаные; 16 — известняки с многочисленными включениями мелких известняковых галек; 17 — доломиты песчаные; 18 — мергели; 19 — мергели доломитовые; 20 — гипсы. Фауна: 21 — пелециподы; 22 — аммониты; 23 — белемниты; 24 — гастроподы.

литологии и условий образования отложений верхней юры Куба-Дага. Результаты этих исследований и послужили материалом для написания настоящей статьи.

Верхнеюрские отложения изучались в 18 разрезах, расположенных по всему Куба-Дагу на расстоянии 1,5—2,5 км друг от друга (рис. 2). Это позволило получить представление не только о деталях строения разреза, но и восстановить всю картину распределения осадков на площади, а также сделать выводы об особенностях седиментационного



Рис. 2. Схема расположения изученных разрезов.

процесса в позднеюрскую эпоху на рассматриваемой территории. Для определения вещественного состава и структуры пород их шлифы просматривались под микроскопом (300 образцов). Петрографические исследования велись с применением окрашивания карбонатных пород в шлифах и пришлифовках ализарином красным и дополнялись химическими анализами, выполненными в лабораториях ВСЕГЕИ.

Кубадагский разрез верхней юры весьма сложен. Различия в составе отложений имеют место не только в разных свитах, но и в пределах каждой из них. Особенно эта изменчивость характерна для отложений каифатинской и соймановской свит.

Литология и условия образования отложений каифатинской свиты

К каифатинской свите отнесены отложения, залегающие ниже пачки слонистых, преимущественно афанитовых известняков с остатками оксфордской и кимериджской фауны. На востоке Куба-Дага они представлены красноцветными песчаниками с линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов мощностью 59 м, а западнее полуострова Уфра — массивными и грубослоистыми преимущественно пятнистыми карбонатными породами мощностью 69 м. Вследствие неполноты верхнеюрского разреза в центральной части Куба-Дага непосредственного перехода одних пород в другие не наблюдается. Но на разновозрастность их указывают одинаковое положение в разрезе верхнеюрской толщи и отсутствие каких-либо следов размыва в основании вышележащей кубасенгирской свиты.

Различия в составе отложений каифатинской свиты позволяют выделить на Краснодарском полуострове две фациальные зоны осадконакопления, характеризующиеся специфическими условиями. Одной из них является восточная часть Куба-Дага — полуостров Куба-Сенгир. Это площадь развития оксфордских красноцветов, истинные границы

которой пока еще неизвестны. Восточнее Куба-Сенгира, между Куба-Дагом и Большим Балханом, верхнеюрские отложения не обнажаются, а западнее до станции Уфра выходит на поверхность только верхняя часть разреза верхней юры, слои которой контактируют по линии тектонического нарушения с магматическими и четвертичными осадочными породами. Несомненно одно, что область распространения красноцветных отложений оксфордского яруса не ограничивается одним полуостровом Куба-Сенгир. Присутствие их даже на очень небольшой площади позволяет предполагать о существовании в оксфордское время не только морской обстановки седиментации, весьма характерной для Западной Туркмении, но и других резко отличных условий осадкообразования.

Оксфордские песчаники являются типичными красноцветами. Это мелко- и среднезернистые слабосцементированные кирпично-красные, фиолетовые, в отдельных слоях буровато-серые породы. Окраска их обусловлена развитием тончайших пленок окислов железа, покрывающих каждую песчинку. Около 40% терригенных частиц составляет кварц, в основном катаклазированный, 35% представлены окварцованными кислыми эффузивами, кварцевыми порфирами и микропегматитами; 10—25% составляют пелитизированные калиевые полевые шпаты и частично плагиоклазы. Конгломераты и гравелиты состоят из окатанных уплощенных, но плохо отсортированных галек кварца, светло-серых и розоватых гранитов, кварцевых порфиров и изредка известняков.

Судя по составу обломочного материала, рассматриваемый комплекс отложений образовался за счет разрушения преимущественно магматических пород. Источником сноса была суша, расположенная восточнее Куба-Дага. В настоящее время между Большим Балханом и Куба-Дагом геофизическими исследованиями выявлен ряд обособленных поднятий палеозойского фундамента (данные З. А. Макаровой). Одно из первых находится в восточной части Балханского залива и в первом приближении может рассматриваться как местонахождение области размыва. Скорее всего была группа островов, в строении которых большую роль играли магматические породы, сходные по составу с породами западной части Красноводского полуострова. Жаркий влажный климат способствовал образованию коры выветривания, богатой окисными соединениями железа. Продукты разрушения ее, переносившиеся потоками в прибрежную пониженную часть суши, и послужили материалом для формирования красноцветной конгломерато-песчанковой пачки. Темноцветные минералы как менее устойчивые при транспортировке почти полностью уничтожались, поэтому в красноцветных песчаниках встречаются лишь единичные зерна их (Баранова и др., 1963).

Прибрежная зона суши временами заливалась водами бассейна, и тогда происходило накопление карбонатных осадков, прослои которых встречаются в самых верхах оксфордских красноцветов при переходе их в доломито-известняковую кубасенгирскую свиту.

Вторая фациальная зона, характеризующаяся образованием только морских отложений, занимает большую западную часть Куба-Дага. Выходы их прослеживаются вдоль южных склонов от полуострова Шах-Адам до западного окончания гор. Это желтоватые или светлосерые карбонатные породы пятнистой текстуры. Среди них чистые известняки составляют сравнительно небольшую часть, а доломитов почти нет. Основная масса каифатинской свиты представлена породами смешанного состава — доломитистыми известняками и известковистыми доломитами, в которых кальцит и доломит находятся в различных

количественных соотношениях. На площади одни породы постепенно замещаются другими. Более резкие изменения в составе их наблюдаются по вертикали.

Пятнистость известнякам и доломитам придают кремнистые, доломитовые и доломитово-кремнистые стяжения размером 1—10 см, характеризующиеся четкими контурами, неправильной формой и беспорядочным расположением. В отдельных случаях они составляют около 20% объема породы.

Остатки ископаемых организмов были найдены только в известняках и доломитистых известняках, где членики криноидей, обломки гастропод и ростры белемнитов образуют скопления в отдельных весьма редких прослоях. При петрографических исследованиях наблюдались скелеты фораминифер и мшанок, остатки водорослей и продукты жизнедеятельности илоедов.

Известняки без примеси доломита развиты главным образом в верхней части каифатинской свиты. Это в основном однородные породы. Кремнистые стяжения встречаются в них редко. Известняки перекристаллизованы. Первичные структуры их сохранились только на отдельных участках.

При петрографических исследованиях выяснилось, что пелитоморфных известняков в разрезе свиты мало. Больше распространены сгустковые известняки. Ими сложены пачки мощностью 3—6 м, наблюдавшиеся севернее бухты Сойманова и близ Красноводска. Они состоят из округлых и неправильных пелитоморфных кальцитовых комочков или сгустков размером 0,06—0,1 мм (редко 0,3 мм), промежутки между которыми заполнены кристаллическим кальцитом. Сгустки имеют различное происхождение. Часть их представляет скелеты фораминифер, водорослей и других микроорганизмов, утративших свою структуру. Более крупные частицы пелитоморфного кальцита преимущественно неправильной формы являются обломками, образовавшимися при размыве, слабоуплотненного хемогенного осадка. Но большая часть сгустков продолговатой формы относится к продуктам жизнедеятельности илоедов.

Основная масса известняков каифатинской свиты имеет органогеннообломочную структуру. В составе их много обломков раковин и известняков — пелитоморфных, мелкосгустковых и кристаллических. Однако обломки этих разновидностей известняков не встречаются одновременно.

Доломитистые известняки, содержащие примесь доломита от 10 до 40%, залегают ниже известняков. Структурные разновидности их, в которых, как и в известняках, наблюдаются остатки фауны, очень сходные со структурными аналогами чистых известняков. Доломит в них присутствует в разных формах. Иногда он равномерно рассеян среди пелитоморфного кальцита в виде мельчайших точечных включений, видимых только при прокрашивании шлифов. По-видимому, это еще не вполне сформировавшиеся кристаллики. В других случаях доломит уже сегрегирован. Наблюдаются ромбовидные осветленные участки (в параллельном свете) размером 0,1—0,3 мм, состоящие из очень мелких (0,01—0,02 мм) неправильных зерен доломита и частично кальцита. Встречаются также и отдельные четко очерченные доломитовые ромбы с пелитоморфным кальцитом в середине.

Процесс перекристаллизации в доломитистых известняках проявляется значительно интенсивнее, чем в чистых известняках. Перекристаллизованные участки, очень разнообразные по форме и размерам, выделяются в виде светлых пятен и характеризуются повышенным содержанием доломита по сравнению с вмещающей породой.

Известковистые доломиты распространены главным образом в районе бухты Сойманова. Это массивные светлые кристаллические породы с «пятнами» доломито-кремнистых стяжений. Кальцитовая примесь в них 8—24%. Современный облик пород является результатом уплотнения и полной перекристаллизации первичного преимущественно доломитового осадка. Строение их довольно однообразно. Доломитам свойственна разноразмерная мозаичная структура, отражающая максимальную степень перекристаллизации.

Мозаичные известковистые доломиты состоят из правильных и неправильных ромбоэдрических зерен величиной 0,1—0,2 мм, буроватых или грязновато-серых в параллельном свете, иногда осветленных по краям. Окраску придает им множество включений пелитоморфного кальцита. Загрязняющих глинистых примесей в этих породах нет, так как практически весь нерастворимый остаток имеет аутигенное происхождение. Пелитоморфный хемогенный кальцит заполняет промежутки между доломитовыми ромбоэдрами. Кроме того, в известковистых доломитах почти всегда наблюдается эпигенетический крупнокристаллический кальцит, заполняющий трещины и пустоты.

Среди кристаллических известковистых доломитов встречаются разновидности, в которых доломит и кальцит без прокрашивания неразличимы. Оба минерала представлены светлыми неправильной формы кристаллами размером 0,12—0,18 мм. Такая структура известна как гранобластовая (Половинкина и др., 1948). Гранобластовые известковистые доломиты выполняют отдельные участки в мозаичных доломитах одинакового химического состава и являются, по-видимому, продуктом наиболее интенсивной перекристаллизации.

По строению, текстуре, меняющимся соотношениям основных породообразующих минералов пятнистые карбонатные породы Куба-Дага очень похожи на оксфордские доломиты и известняки Большого Балхана. Аналогичный тип отложений отмечается Н. М. Страховым (1956) в верхнем карбоне Самарской Луки и К. К. Зеленовым (1957) в разрезе кембрия Алданского массива. Породы такого типа являются продуктом сложных физических и химических изменений, которые претерпел первичный однородный доломито-известковистый осадок в процессе уплотнения и литификации. Но основные свойства их, в частности, степень доломитности, отражает особенности состава первичных карбонатных илов (Страхов, 1956). Пятнистая текстура доломито-известковистых пород Куба-Дага, как и карбонатных пород карбона и кембрия, является вторичной и развивается при сегрегации доломита в процессе диагенеза. В доломитистых известняках и известковистых доломитах каифатинской свиты можно наблюдать различные стадии этого явления—от равномерного распределения доломитовых пелитоморфных комочков среди кальцита до вполне сформировавшихся доломитовых стяжений.

Нерастворимый остаток в пятнистых карбонатных породах почти полностью составляет аутигенный кремнезем. Стяжения выполнены микрокристаллическим кремнеземом, а раковины фораминифер, спикулы губок и остатки других организмов—сферолитами халцедона. На окремненных участках карбонатные породы сохраняют все особенности первичного строения осадка. Такие же кремнистые образования развиты в оксфордских известняках и доломитах Большого Балхана и Туаркыра. Они рассматриваются автором как раннедиагенетические, сформировавшиеся раньше перераспределения доломита, в результате чего кремнезем всегда выполняет центральные части стяжений, а доломит вокруг него образует оторочки (Баранова, 1961).

Сходство карбонатных пород каифатинской свиты с оксфордскими

пятнистыми известняками и доломитами Большого Балхана и Туаркыра дает основание полагать, что образовались они в аналогичных условиях неглубокого морского бассейна нормальной солености. Одним из доказательств мелководья и подвижной водной среды оксфордского моря на Куба-Даге является развитие органогеннообломочных известняков на этой площади. Однообразный состав и угловатая форма обломочных карбонатных частиц указывает на незначительное перемещение обломков от места их возникновения. Вторым признаком малых глубин бассейна является присутствие сгустковых известняков в разрезе свиты. Структура их в значительной степени обусловлена деятельностью илоедов, населяющих обычно мелководные зоны морей. Наконец, в качестве третьего факта, свидетельствующего о мелководье оксфордского моря, следует рассматривать присутствие известковистых доломитов среди пород каифатинской свиты.

Известно, что воды неглубоких участков моря, особенно в условиях жаркого климата, интенсивно прогреваются, что способствует периодическому выпадению доломита в осадок и накоплению смешанного доломито-известковистого ила (Страхов, 1956). Такого рода осадки и накапливались в оксфордский век на западе Куба-Дага. Осадок постоянно взмучивался слабыми волновыми движениями, в результате чего мельчайшие кристаллики доломита и кальцита образовали однородную механическую смесь, из которой в процессе диа- и эпигенеза и возникли пятнистые карбонатные породы сложного состава. Изменение состава карбонатного осадка на площади объясняется постепенными изменениями солевого состава водной среды в зависимости от его глубины, температуры воды и других параметров. Периоды доломитообразования, очевидно, чередовались с периодами выпадения в осадок преимущественно кальцита, так как в разрезе переслаиваются известковистодоломитовые и доломито-известковистые породы.

В направлении с запада на восток в разрезе каифатинской свиты все больше становится известковистых доломитов. Это вполне естественно, так как по мере приближения к суше, в прибрежной части которой осаждались красноцветные терригенные осадки, уменьшались глубины бассейна, и доломитообразование происходило более интенсивно.

Литология и условия образования отложений кубасенгирской свиты

Резкие различия в условиях седиментации на западе и востоке Куба-Дага постепенно сглаживаются и в конце оксфордского века, когда начали осаждаться отложения кубасенгирской свиты, они по существу исчезли.

Разрез кубасенгирской свиты сложен только карбонатными породами мощностью 100 м на западе Куба-Дага и 137 м на востоке. Большая часть их представлена слоистыми светло-серыми, зеленоватыми, реже — розоватыми известняками. Мергели, доломитовые мергели и доломиты имеют второстепенное значение.

Верхняя граница свиты проходит на западе Куба-Дага по подошве пачки гипсов с прослоями красноцветных глин, а на востоке — в основании пестроцветной пачки, состоящей из красновато-фиолетовых, зеленоватых и пятнистых мергелей, доломитов и известняков.

Западнее бухты Сойманова в разрезе кубасенгирской свиты развиты чистые известняки — пелитоморфные, сгустковатые и органогеннообломочные с остатками аммонитов, гастропод, криноидей и мелководных пелеципод *Ostrea*, *Protocardia* и *Astarte* без примесей доломита и терригенного материала. Единственный слой белых кристаллических

доломитов мощностью 0,4 м залегает в самом верху разреза. Среди известняков много афанитовых фарфоровидных известняков пелитоморфной структуры, характеризующихся интенсивным проявлением трещиноватости, развитой перпендикулярно наслоению и ограничивающейся обычно кровлей и подошвой слоя. Такая трещиноватость образуется при уплотнении и литификации очень чистого и однородного известкового ила. В афанитовых известняках часто можно видеть стилолитовые швы и следы подводного карста — неровные поверхности соприкосновения смежных слоев, напоминающие поверхности размыва. С афанитовыми известняками переслаиваются менее плотные известняки с шероховатым или землистым изломом. Трещиноватость в них развита значительно слабее, стилолитовых образований встречается меньше, а поверхность выветривания более ровная. Это, главным образом, органогеннообломочные и сгустковые известняки.

В 8 км восточнее, на северном берегу Сойманова, в верхах свиты появляются слои доломитистых грязновато-белых и пестроцветных известняков с землистым изломом, включающих мелкие линзочки (1—2 мм) терригенных частиц и пелитоморфных известковистых доломитов мощностью 0,2—0,4 м.

Севернее полуострова Шах-Адам становится больше пород смешанного состава. В верхней части разреза много порфировидных и псевдообломочных доломитистых известняков, а суммарная мощность известковистых доломитов составляет 10% от общей мощности свиты.

На полуострове Куба-Сенгир внизу свиты залегают красноватые, зеленые и пестроцветные мергели и доломитовые мергели, переслаивающиеся с известняками. Отдельно слои мергелей и известняков настолько переполнены остатками фауны, что, по-существу, представляют настоящий ракушечник из створок *Mytilus*, *Camptonectes* и *Protocardia*. Выше разрез представлен афанитовыми известняками и тонкослоистыми слабопесчанистыми с примесью доломита, белыми кристаллическими доломитами и доломитовыми мергелями. В самом верху свиты появляются полосчатые песчанистые доломитистые известняки, характеризующиеся неправильной горизонтальной слоистостью, нарушенной местами деятельностью роющих организмов, взмучиванием и подводными оползнями. Слои в них отличаются не только количеством терригенного материала, но и строением карбонатного вещества, которое бывает пелитоморфным, криптокристаллическим, но чаще сгустковым или обломочно-сгустковым.

Тонкослоистые чистые и слабопесчанистые доломитистые известняки имеют аналогичное строение. Иногда особенности их структуры выявляются только после прокрашивания шлифов ализарином красным, а до этого под микроскопом порода выглядит совершенно однородной пелитоморфной. Доломитистые известняки порфировидной структуры здесь довольно редки.

Сгустковые известняки полуострова Куба-Сенгир несколько отличаются от своих структурных аналогов, распространенных в кубасенгирской свите западной части района. Известковистые сгустки, составляющие основную массу породы, в этих известняках имеют более правильную форму и четкие контуры, гранулированы в середине и мало отличаются размерами (0,06—0,08 мм). Очевидно, такого типа породы образовались в условиях более активной водной среды на глубинах еще меньших, чем в западной части бассейна. Об этом говорят сортировка и более совершенная форма известковых сгустков, несущих следы механического воздействия воды, а также присутствие в известняках единичных оолитов.

Строение доломитов кубасенгирской свиты разнообразно. Среди

афанитовых известняков чаще встречаются белые кристаллические доломиты. Они слабо трещиноватые, иногда пористые, массивной текстуры, глинистой примеси не содержат и имеют довольно постоянный химический состав в пределах слоя. Образцы гранобластовых доломитов, взятых из одного слоя на расстоянии 100 м, показали содержание кальцита 10,02 и 10,7%.

Пелитоморфные доломиты и доломитовые мергели встречаются в основном в верхней части свиты, где переслаиваются с тонкослоистыми, нередко песчанистыми доломитистыми известняками. Им свойственна однородная желтоватая, красноватая или пестрая пятнистая окраска.

Третьей разновидностью доломитовых пород кубасенгирской свиты являются сгустковые и обломочно-сгустковые известковистые доломиты. В своем залегании они тесно связаны с доломитистыми известняками аналогичного строения. Это пестроцветные мергелевидные почти всегда песчанистые породы, в которых основная карбонатная масса, цементирующая терригенные частицы, известковые сгустки различного происхождения, редкие остатки микрофауны и оолиты, представлена пелитоморфным, иногда мелкокристаллическим доломитом.

Большая часть доломитовых пород кубасенгирской свиты, с примесью кальцита и лишенных ее, образовалась из карбонатных илов преимущественно доломитового состава. К ним прежде всего относятся доломитовые мергели и доломиты пелитоморфные, криптокристаллические и кристаллические гранобластовые. Пластовая форма залегания таких пород, их резкие контакты с известняками, практически постоянный химический состав в слое, очень незначительная примесь кальцита и отсутствие органических остатков в них являются генетическими признаками седиментационных доломитов (Вишняков, 1956; Страхов, 1956). Все они весьма характерны для доломитов кубасенгирской свиты. При формировании современного облика кубасенгирских доломитовых пород и структурных особенностей их диагенетические процессы не являлись главными, как это имело место в пятнистых известковистых доломитах и доломитистых известняках каифатинской свиты. Диагенетические доломиты для отложений кубасенгирской свиты не характерны. К ним, по-видимому, следует отнести известковистые доломиты порфиоровидной и мозаичной структуры, характеризующиеся весьма непостоянным химическим составом в слое.

Терригенный материал в песчанистых карбонатных породах однообразен. Минеральный состав его имеет много общего с составом красноцветных песчаников каифатинской свиты. Частицы алевритовой и песчаной фракций представлены окатанными зернами кварца, окварцованных эффузивов, кислых плагиоклазов и калиевых полевых шпатов. Необходимо также отметить присутствие обломков карбонатных пород в виде включений отдельных почти неокатанных галек и мелких линз известняковых брекчий, встречающихся близ подошвы отдельных слоев известняка.

Заканчивая характеристику отложений кубасенгирской свиты, следует отметить, что нижняя половина ее разреза отличается преобладанием известняков. Вверх по разрезу становится больше доломитистых известняков, доломитов, доломитовых мергелей, песчанистых карбонатных пород. Изменения состава отложений свиты на площади сводятся к следующему:

1. С запада на восток происходит общее повышение доломитности карбонатных осадков.
2. В этом же направлении увеличивается и количество терригенного материала в них.

3. В восточной части Куба-Дага состав крупнообломочного материала более разнообразен. Кроме обломков афанитовых известняков, здесь встречаются гальки доломитов, тонкослоистых известняков и магматических пород.

Характеристика отложений кубасенгирской свиты дает основание полагать, что на территории Красноводского полуострова в конце оксфордского и начале кимериджского веков происходила седиментация хемогенных, в основном известковых илов. В западной части море было унаследовано со времени отложения осадков каифатинской свиты, а в восточной — образовалось на месте островов. Однако, несмотря на некоторое увеличение площади, занимаемой морским бассейном, целый ряд признаков свидетельствует о его обмелении и повышении солености. К ним относятся появление седиментационных доломитов и красноцветных мергелей и угнетенность фауны.

На западе Красноводского полуострова отмеченные выше изменения в морском бассейне были не столь существенны. В этой части района море было нормальной солености. Доломитообразование здесь почти не происходило. В комплексе фауны не наблюдается следов явного угнетения. Но по сравнению со временем образования карбонатных пород каифатинской свиты море обмелело и водная среда стала более динамичной. Осадок подвергался воздействию волн и течений. Линзы известняковых брекчий, присутствующие в незначительном количестве в известняках, представляют сцементированный хемогенным кальцием обломочный материал, образовавшийся при размывании слабо уплотненного осадка, а возможно и при растрескивании его, когда отдельные участки дна временами поднимались над урезом воды. О мелководности бассейна говорят также широко распространенные здесь ступчатые копрогенные известняки и редкие зачаточные оолиты, наблюдавшиеся в них. В период образования пород кубасенгирской свиты в западной части Красноводского полуострова известковые осадки почти не засорялись некарбонатными механическими примесями.

В восточной части Красноводского полуострова в это время имели место более значительные отклонения от оптимальных условий нормального морского бассейна. Здесь море было еще более мелководным и соленость его временами приближалась к концентрации солей в осолоненной лагуне. Периодически осаждался доломит. Как следствие повышенной солености следует рассматривать общий упадок органической жизни. Фауна имеет угнетенный облик. Аммониты, являющиеся своего рода показателями нормальной солености бассейна, исчезают. Встречаются, главным образом, остатки мелкостворчатых пеллеципод, отличающихся однообразием состава при обилии особей. Размыв и растрескивание пород донной поверхности бассейна здесь проявились в больших масштабах. Чаше, чем в западных разрезах, встречаются следы подводного карста и линзы известняковых брекчий. В этой части бассейна карбонатные осадки разбавляются терригенным и глинистым материалом.

Обмеление бассейна способствовало не только доломитообразованию, но и выпадению в осадок гидроокислов железа. Породы, богатые ими (красноцветные мергели и доломиты) на западе встречаются только в виде единичных прослоев вверху кубасенгирской свиты. На востоке, в районе полуострова Куба-Сенгир, их значительно больше и присутствуют они даже в нижней части разреза.

Таким образом, морской бассейн, занимавший всю территорию Красноводского полуострова в начале накопления осадков кубасенгирской свиты, характеризовался прогрессирующим обмелением на протяжении конца оксфордского и первой половины кимериджского веков.

Западная часть его была более глубоководной и представляла мелкое море нормальной солености. На востоке существовала переходная зона, где мелкое море временами переходило в осолоняющуюся лагуну. Эта зона отличалась непостоянным гидрохимическим режимом. Именно здесь, где происходило смешение разных по составу вод, и имело место интенсивное осаждение гидроокислов железа.

Острова, служившие областью размыва во время накопления осадков кайфатинской свиты (то есть в оксфордский век), частично продолжали существовать. По-видимому, сохранились более восточные поднятия, расположенные ближе к Большому Балхану. С них и поступал глинистый и песчаный материал, разбавлявший карбонатные отложения кубасенгирской свиты.

Литология и условия образования отложений соймановской свиты

Соймановская свита представлена разнообразным комплексом хемогенных и терригенных отложений мощностью 250—270 м, состав которых на площади очень изменчив. На западе Куба-Дага нижняя часть разреза мощностью 90 м сложена белыми гипсами с прослоями красновато-фиолетовых и зеленых глин (0,1—0,5 м), залегающих сверху через 0,5—1,5 м. Гипсовая пачка прослеживается от западного окончания Куба-Дага до г. Красноводска. Вследствие неполноты разреза отсутствуют точные данные об изменении ее мощности по простиранию. Несомненно одно, что с запада на восток мощность гипсов уменьшается. Они замещаются пестроцветными карбонатными породами.

В разрезе, характеризующем восточную часть Куба-Дага (полуостров Куба-Сенгир), гипсам соответствуют карбонатные породы — красновато-фиолетовые и зеленоватые тонкослоистые мергели, доломитовые мергели, полосчатые песчанистые известняки, седиментационные кристаллические и некристаллические доломиты и известняки. В разрезе соймановской свиты развиты в основном светлые известняки с шероховатым изломом, сгустковые и сгустково-обломочные. Более плотные афанитовые известняки встречаются редко, а порфировидных доломитистых известняков почти нет. В известняках кимеридж-титона весьма распространены оолитовые образования. Типичные оолитовые известняки сравнительно редки, но отдельные оолиты почти всегда присутствуют в сгустковых известняках. Доломиты разнообразны. Много сгустково-обломочных известковистых доломитов, в которых основную массу составляет пелитоморфный или криптокристаллический доломит, цементирующий известковые частицы механического и органогенного происхождения. Часто встречаются массивные сахаровидные кристаллические доломиты и некристаллические разности их, характеризующиеся тонкой горизонтальной слоистостью, нарушенной местами подводными оползнями. Слойки в таких доломитах имеют разную окраску (красноватую, зеленую, желтую и т. д.) и отличаются по структуре.

В толще кимеридж-титона на поверхностях наслоения наблюдаются знаки ряби волнений, трещины усыхания и следы незначительных размывов.

Остатки фауны найдены в пестроцветных мергелях не только на востоке Куба-Дага, но и на западе несколько выше гипсовой пачки. Севернее бухты Сойманова это были мелкие гастроподы и пелециподы, а на полуострове Куба-Сенгир были обнаружены еще и представители группы циренид.

Выше гипсов на западе Куба-Дага залегают красноцветные глины и алевролиты, переслаивающиеся с гипсами, известняками, доломитами и мергелями. Алевролиты по простиранию замещаются известковистыми глинами или мергелями. Слои стустковых известняков выклиниваются, предварительно разделяясь на серию маломощных слоев и образуя с алевролитами зубчатое сочленение. Слои однородного гипса перемежаются с пачками тонкого переслаивания (слойки 1 см и менее) глин, гипсов и песчаников.

Восточнее бухты Сойманова гипсов становится все меньше. Красноцветные алевролиты и песчаники уступают место мергелям и слоистым песчаникам красновато-буроватой окраски. Появляются обломочные карбонатные породы. Последние среди отложений кубасенгирской свиты имели очень небольшое значение и рассматривались не как элемент разреза, а скорее как текстурная особенность толщи. А в соймановской свите уже севернее полуострова Шах-Адам верхняя часть ее мощностью 114 м почти полностью сложена известковистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Наибольшей мощности (159 м) эти породы достигают на полуострове Куба-Сенгир. Переход между пестроцветной карбонатной и песчано-конгломератовой пачками постепенный, поэтому в низах последней конгломераты переслаиваются с породами, встречающимися в пестроцветной пачке.

Известняковые обломочные породы образуют грубослоистую пачку с характерной глыбовой отдельностью. Мощность слоев до 3 м. В низах пачки конгломераты и гравелиты переслаиваются с грубослоистыми песчанистыми известняками, а в верхней — с кирпично-красными известняковыми песчаниками. Грубообломочные породы залегают преимущественно в виде линз и настолько тесно связаны между собой и вмещающей породой, что подчас бывает трудно провести границу между ними и выделить отдельные слои. Но встречаются иногда линзы конгломератов и с четкими контактами.

Гальки в конгломератах слабо окатаны, иногда отсортированы. В одних слоях и линзах преобладают гальки диаметром 1,5—2 см, в других — 3—4 см, а третьи состоят почти исключительно из крупных обломков — 5—10 см. Состав их однообразен. Примерно 85—90% галек представлено афанитовыми известняками — серыми, светло-серыми, розоватыми и зеленоватыми. Остальную часть составляют обломки пелитоморфных и кристаллических доломитов, оолитовых и полосчатых песчанистых известняков, мергелей и даже известняковых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Изредка встречаются гальки светлых коралловых известняков, обломки крупных гастропод, реже — эффузивных пород. Одним словом, в составе псефитовой фракции присутствуют обломки всех пород, слагающих кубасенгирскую и нижнюю половину соймановской свиты.

Изменения в составе обломочного материала, наблюдавшиеся в вертикальном направлении, находятся в тесной связи со строением разреза верхней юры на Куба-Даге. Так, например, самые нижние слои гравелитов и конгломератов, залегающие в верхах кубасенгирской свиты, состоят только из обломков афанитовых известняков. Выше в низах соймановской свиты в них появляются гальки песчанистых известняков, развитых в верхах кубасенгирской свиты. Обломки красноцветных мергелей и пелитоморфных доломитов наблюдались в конгломератах, залегающих выше пестроцветной карбонатной пачки. Наконец, присутствие галек карбонатных обломочных пород характеризует лишь самые верхние слои соймановской свиты. Таким образом, основной состав обломков в карбонатных конгломератах и гравелитах полностью обуслов-

лен составом отложений, непосредственно их подстилающих или лежащих несколько ниже.

Заполняющее вещество в конгломератах представляет песчано-гравелитовый, а в гравелитах — песчанистый материал, состоящий по существу из обломков тех же карбонатных пород, но более мелких. В отличие от крупнообломочной фракции среди гравийных зерен (1—3 мм) и псаммитовых частиц много некарбонатных терригенных обломков (25—35%). Это зерна кварца, кварцевых порфиров, катаклазированных гранитов, пелитизированных калиевых полевых шпатов и плагиоклазов. Карбонатные песчаники и гальки всегда составляют более половины терригенного материала в песчаниках соймановской свиты. В составе его, кроме известняков различного строения, встречаются оолиты, остатки фораминифер, водорослей, копролитов и округлых кальцитовых проблематик, вымытых из известняков и мергелей. Многие песчаники покрыты тонкой пленкой окисных соединений железа. Это и придает известняковым песчаникам кирпично-красную окраску. Цементом в них является в основном хемогенный кальцит, редко — доломит. Количество его в породе — 10—20%.

Известняковые кирпично-красные и серовато-бурые песчаники по составу обломочных частиц и строению являются аналогами заполняющего вещества известняковых грубообломочных пород, но терригенный материал в них лучше отсортирован. Местами в песчаниках развита перекрестная косая слоистость с клиновидными косослоистыми сериями мощностью до 0,3 м. Еще реже встречается однонаправленная косая слоистость потокового типа, характеризующаяся крутым углом падения слоев (до 25°) в косослоистых сериях мощностью до 1,2 м.

Кубадагские известняковые конгломераты, гравелиты и песчаники настолько тесно связаны между собой по составу обломочного материала, условиям залегания и взаимным замещениям, что вопрос об условиях образования их целесообразно рассматривать одновременно.

Эти породы обязаны своим происхождением обмелению бассейна и появлению в нем мелких островов и отмелей, на которых начинали размываться только что образовавшиеся карбонатные породы. Однобразие галечного материала, плохая сортировка его и слабая окатанность говорят о местном происхождении обломков или весьма незначительной транспортировке их. Присутствие крупных глыб карбонатных пород (до 0,5 м) среди галек средней величины не является необычным для грубообломочных пород соймановской свиты. В самом низу песчанико-конгломератовой пачки залегает слой конгломератов мощностью 2,5 м, в котором расположение галек и глыб производит впечатление настоящего свала. Подобные образования могли возникнуть при обрушении берегов быстро поднимавшихся островов. Но в верхней половине соймановской свиты конгломератовые слои характеризуются лучшей окатанностью галек и более упорядоченным расположением их. Здесь больше сказывается механическое воздействие водной среды на обломочный материал.

Анализируя состав отложений соймановской свиты, можно восстановить общую картину условий седиментации на Красноводском полуострове в период ее образования. Обмеление морского бассейна, начавшееся еще в конце оксфордского века, примерно в середине кимериджа привело к образованию серии лагун, разобщенных в какой-то степени друг от друга и отличавшихся солевым составом вод.

Западная часть Куба-Дага, где в оксфордское время было мелкое море нормальной солености, превратилась в сильно осолоненную, утратившую связь с морем лагуну, в которой происходила интенсивная

садка сульфатов. На востоке, в районе полуострова Куба-Сенгир, располагалась вторая лагуна, соединявшаяся с морем. Интенсивное испарение, которое на западе привело к высокой концентрации солей в бассейне и сульфатообразованию, здесь компенсировалось притоком морских вод. В этих условиях осаждались только карбонаты с примесью глинистого вещества и могла еще существовать фауна.

Позднее, в титонское время, обособленность лагун, очевидно, была нарушена. На всей территории Куба-Дага осаждались красноцветные терригенные осадки, хемогенный доломит и кальцит и карбонатные грубообломочные породы. Осолоненная лагуна сохранилась только на крайнем западе, но и здесь гипсообразование происходило уже периодически. В период понижения солености в лагуне выпадали хемогенные карбонатные осадки и снова появлялась жизнь. Причем могли существовать, главным образом, простейшие организмы—фораминиферы и водоросли, скелеты которых составляют большую часть сгустковых известняков соймановской свиты. Кроме того, временами в лагуну приносилось много глинисто-алевритового материала, осаждавшегося вместе с гидроокислами железа.

Обломки карбонатных пород, из которых образовались обломочные породы соймановской свиты, поступали с востока. В настоящее время трудно говорить о границах и положении области сноса. Но несомненно одно, что между Куба-Дагом и Большим Балханом существовало поднятие, появившееся в кимериджское время и продолжавшее водниматься на протяжении всего титона. Очевидно, западная граница этого поднятия с течением времени перемещалась на запад, и к области размыва присоединялись все новые участки, совсем недавно представлявшие область накопления осадков. На этих участках размывались наиболее молодые слои позднеюрских отложений, как, например, слои известняковых гравелитов и конгломератов.

Однообразие минерального состава некарбонатных терригенных частиц в песчаниках, алевролитах и карбонатных породах соймановской и кубасенгирской свит, сходство его с составом терригенных пород каифатинской свиты, окатанная форма зерен свидетельствуют о том, что на протяжении кимеридж-титонского времени некарбонатный терригенный материал поступал из одного источника. При этом размывались породы осадочные, подобные красноцветным песчаникам каифатинской свиты.

Заканчивая вопрос об условиях образования верхнеюрских отложений Красноводского полуострова, можно сказать следующее:

1. Красноводский полуостров на протяжении оксфордского, кимериджского и титонского веков представлял область накопления осадков, характеризующуюся различными физико-географическими обстановками в западной и восточной частях.

2. В оксфордский век большая часть этой территории была покрыта мелким морем нормальной солености, гидрохимический режим которого, судя по составу и генетическим признакам карбонатных пород оксфорда Куба-Дага, Большого Балхана и Туаркыра, был одинаков с гидрохимическим режимом оксфордского моря более восточных районов Западной Туркмении. В этом обширном морском бассейне существовали острова, один из которых располагался в районе восточного окончания Куба-Дага.

3. В конце оксфордского и начале кимериджского века море расширило свои границы и продвинулось на Красноводском полуострове на восток в результате опускания его восточной части.

4. Во второй половине кимериджского века морская обстановка се-

диментации сменилась лагуной. Образовались две обособленные лагуны с различным солевым режимом.

5. В титонский век обособленность лагун нарушается. Состав отложений титонского возраста определяется не только солевым составом вод бассейна, но и влиянием области сноса, находившейся в то время между Большим Балханом и Куба-Дагом и являвшейся источником обломочного карбонатного материала.

ЛИТЕРАТУРА

Алдрусов Н. И. Материалы для геологии Закаспийской области: Красноводский полуостров, Большой и Малый Балханы, Джанак, Устюрт. Тр. Арало-Каспийской экспедиции, вып. 7, 1905.

Баранова З. Е. Литология и условия образования юрских отложений Большого Балхана. Гостехиздат, 1961.

Баранова З. Е. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Куба-Дага. Информационный сборник ВСЕГЕИ, 1961, № 46.

Баранова З. Е., Буракова А. Т., Бекасова Н. Б. Стратиграфия, литология и флора юрских отложений Туаркыра. Тр. ВСЕГЕИ, т. 88, вып. 13, 1963.

Вишняков С. Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. В сб.: «Типы доломитовых пород и их генезис», вып. 4. Изд-во АН СССР, 1956.

Зеленов К. К. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 8, 1957.

Ковалевский С. А. Красноводск—Узбой—Нефте-Даг. «Нефтяное хозяйство», т. 10, № 6, 1926.

Коротков В. А., Прозоровский В. А. К вопросу о возрасте верхнеюрских отложений Куба-Дага (Красноводский полуостров) «Вестник ЛГУ», сер. геол. и геогр., вып. 4, 1961.

Луппов Н. П. Стратиграфия верхнеюрских и неокемских отложений Куба-Дага. Тр. ВСЕГЕИ, общ. сер., вып. 9, 1949.

Машрыков К. К. Юрские угленосные отложения Северо-Западной Туркмении и их положение в Кырмо-Кавказо-Прикаспийской угленосной провинции. Изд-во АН ТССР, 1958.

Половинкина Ю. И., Аникеева Н. Ф., Комарова А. Е. Структуры горных пород, т. 2, Осадочные породы. Гостеолиздат, 1948.

Сиверс Г. И. Отчеты доктора Э. Титце о его геологических изысканиях в Персии и Красноводске «Изв. Кавказского отделения РГО», т. 5. Тифлис, 1877—1878.

Страхов Н. М. К вопросу о распространении и генезисе доломитовых пород Самарской Луки. В сб.: «Типы доломитовых пород и их генезис», вып. 4. Изд-во АН СССР, 1956.

Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). В сб.: «Типы доломитовых пород и их генезис», вып. 4. Изд-во АН СССР, 1956.

А. А. БАЙКОВ,
Ю. Д. ТОМАШЕВСКИЙ,
Х. ХУДАЙКУЛИЕВ

К СТРАТИГРАФИИ СЕНОМАНСКИХ И ТУРОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА

Верхнемеловые отложения Гаурдак-Кугитангского района, охватывающего приамударьинскую часть юго-западных отрогов Гиссара, наиболее обстоятельно и всесторонне изучены Г. Н. Джабаровым, А. А. Мания, А. Л. Арустамовым, Г. Н. Бурковой-Богословской, А. М. Курылевой и Ч. К. Балкулиевым. В разработанной ими схеме стратиграфии верхнего мела (рис. 1) учтены также важнейшие данные ряда исследователей, занимавшихся стратиграфическим расчленением этих отложений на территории Юго-Восточной Туркмении и Узбекистана (Ильин, 1959; Бобкова, 1961; Симаков, 1952).

Нами верхнемеловая толща изучалась в 1963—1966 годах при проведении крупномасштабной геологической съемки восточнее пос. Гаурдак, в пределах Маликской синклинали и к северу от железнодорожной станции Келиф, в гряде Каурджадаг и Рангибалан (рис. 2). Полученный фактический материал позволяет существенно уточнить положение ряда стратиграфических границ. Собранная коллекция ископаемой фауны определена В. Д. Ильиным, Г. М. Беляковой, Г. Н. Джабаровым, Г. Н. Бурковой-Богословской. Для удобства изложения материала и межрайонной корреляции разрезов выделяемые подразделения сопоставляются с широко известными свитами С. Н. Симакова (1952).

Сеноман. Отложения сеноманского яруса (свита 1 без ее нижней части, подсвита m₁ схемы С. Н. Симакова) согласно залегают на альбских и имеют весьма разнообразный вещественный состав. По комплексам органических остатков и литологическим особенностям они четко делятся на пять частей (снизу вверх):

1. Слои с *Placenticer* sp. — глины с единичными пластами алевролитов и детритовых известняков. Мощность 30—70 м.

2. Слои с *Lophodictya* (Bayle) — ритмичное переслаивание глин и ракушечников. Мощность 40—55,0 м.

3. Зона *Placenticer* *gaurdakensis* — глины с редкими прослоями детритовых известняков. Мощность 100—120 м.

4. Зона *Eorodiolites kugitangensis* (тагаринский горизонт) — детритовые известняки и песчаники. Мощность 20—35 м.

5. Слои с *Calymene bathymphala* Kossmat. — глины с прослоями органогенно-детритовых известняков. Мощность 30—80 м.

Положение границы между подъярусами сеномана спорное и нуждается в уточнении.

Глины с единичными пластами алевролитов и детритовых известняков, относящиеся к слоям с *Placenticer* sp., охватывают среднюю часть слоев с *Amphidonta columba* (Lam.) Н. Н. Бобковой (1961) (рис. 1). Последние прослеживаются далеко за пределами Гаурдак-

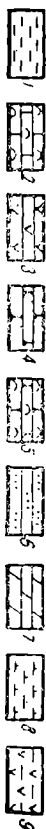


Рис. 1. Сопоставление стратегических сцен. Развитие секторальных и туроператорских оттоков из Таджикистана в период депрессии.

1 — глина; 2 — деритовые известняки; 3 — гипсы; 4 — печаники; 5 — песчаники с примесью раковинного деррита; 6 — алевролиты; 7 — мергели; 8 — карбонатные глины; 9 — гипсоносные глины.

[illegible]

Кугитангского района 20—30-метровой пачкой глин, гипсов и песчаников. Возраст этой пачки определялся находками в первом выше прослой гипсов песчаном пласте многочисленных раковин *Amphidonta columba* (Lam.), которая считается типично сеноманским видом (Бобкова, 1961).

Из ракушняков непосредственно под гипсами В. Д. Ильиным (1959) собраны верхнеальбские *Pervinquieria inflata* (Sow.) var. *gibbosa* Spath. Таким образом, граница между отделами меловой системы,

проводимая большинством исследователей по кровле пласта гипсов, считалась вполне убедительной, а положение ее в разрезе достаточно ясным.

В последнее время Ю. Н. Андреевым (устное сообщение) был найден верхнеальбский анагоплит выше песчаников с *Amphidonta columba* (Lam.), близ кровли гипсоносной пачки, которую, таким образом, следует относить к альбу. Сеноманский возраст слоев с *Lopha dichotoma* (Boyle), выделенных Г. Н. Джабаровым и другими (1966), откуда известны весьма многочисленные двустворки и находки аммонитов, не вызывает сомнений, так как здесь присутствуют *Mantelliceras* sp. indet. и *Placentigeras* sp. пересопределение Н. П. Лупповым экземпляра, ошибочно принятого за *Anahoplites michalskii* Sem.

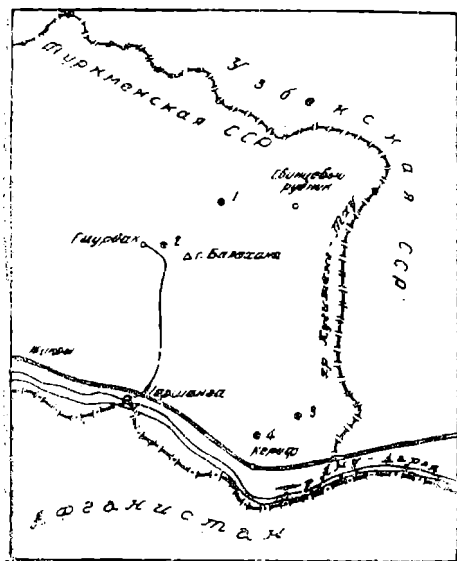


Рис. 2. Местонахождение разрезов:
1 — Калаташ; 2 — Балахана; 3 — Ран-
гибала; 4 — Караджа-Даг.

В связи с необходимостью отнесения к альбу пачки глин, гипсов и песчаников с *Amphidonta columba* (Lam.) стало неясным возрастное положение залегающей выше толщи глин мощностью до 60—70 м, которую перекрывают слои *Lopha dichotoma* (Baile). Ископаемая фауна, обнаруженная в этом интервале разреза близ горы Тагара, представлена редкими *Linotrigonia* sp. (ex gr. *ninae* Savel.), *Plicatula inflata* Sow., *Exogyra* sp., indet., не являющимися руководящими формами.

О возрасте указанных глин можно судить по присутствию сеноманского *Placentigeras* sp. (определение Г. Г. Мирзоева), который найден нами в 8 м выше их подошвы, в прослой ржаво-бурых детритовых известняков (разрез Караджа-Даг). Мощность глин здесь по сравнению с более северными разрезами Тагары и Гаурдака существенно сокращена и не превышает 30—35 м. Таким образом, толщу глин с *Placentigeras* sp. уверенно можно относить к сеноману, проводя границу между отделами мела в ее основании.

Верхняя возрастная граница сеноманского яруса определялась согласно налеганием на известняки и песчаники тагаринского горизонта нижнетуронских глин с *Inoceramus labiatus* (Schloth). В такой интерпретации она принята всеми авторами упомянутых выше работ. Остатки *Inoceramus labiatus* (Schloth.) и его разновидностей появляются в мергелях, залегающих на 40—80 м выше тагаринских известняков. Эти два четких литологических и фаунистических горизонта разделены пачкой глин с пластами органогенно-детритовых известняков

(подсвита m_1), которую Г. Н. Джабаров и его соавторы выделяют в слои с *Placenticeras lenticulare* Lur. и *Korobkovitrigonia darwaseana* (Rom). Они также относятся к турону. На западных склонах горы Балахана, в 100—200 м к северу от грунтовой дороги Гаурдак—Чаршанга подсвита m_1 имеет следующее строение (снизу вверх).

Тагаринский горизонт. Песчаники и мелкодетритовые известняки желто-серые, крепкие, горизонтально- и диагонально-слоистые. Мощность 30—35 м. Образуют кустообразную гряду субмеридионального простирания.

Подсвита m_1

Слой 1. Глины серо-зеленые. Мощность 6,4 м.

Слой 2. Песчаники желтовато-серые, мелкозернистые, с примесью раковинного детрита. Мощность 0,6 м.

Слой 3. Глины серо-зеленые, алевроитовые, листоватые, с пропластками (до 0,2 м) близ основания крепких детритовых известняков. Мощность 13,3 м.

Слой 7. Глины серо-зеленые. Мощность 2,5 м.

Слой 8. Известняки серые, детритовые, крепкие. Мощность 0,3 м.

Слой 9. Глины серо-зеленые, алевроитистые, с прослойками (0,05—0,1 м) глинистого ракушняка, из которых собраны *Calycoceras bathyomphalum* Kossmat* и крупные раковины *Korobkovitrigonia* sp. indet. В ракушнях близ кровли слоя найден *Placenticeras* sp. Мощность 17,2 м.

Слой 10. Ракушняк гастроподовый, крепкий. Мощность 0,1 м.

Слой 11. Глины серо-зеленые, нередко с примесью песчано-алевритового материала. В нижней половине содержат прослойки (0,05—0,1 м) песчаников, гастроподовых и детритовых известняков. Мощность 49,6 м.

Слой 12. Мергели светло-серые с голубоватым или зеленоватым оттенком, плотные, содержат много раковин и ядер *Inoceramus labiatus* Schloth., *In. sp.* (ex gr. *labiatus* var. *latus* Sow.), *In. amudariensis* Arkh., *Astarte* sp. ind., *Gryphaea vesiculosa turkestanica* Bobkova. В подошвенной части наблюдаются линзы зеленовато-серых песчаных известняков, заключающих битую ракушу и ядра аммонитов. Мощность 2,9 м.

Затем обнажается мощная толща карбонатных глин более высоких горизонтов туронского яруса.

Глины слоев I—II, по данным Г. Н. Джабарова и др. (1966), в расположенных севернее меловых разрезах Гаурдак-Кугитангского района содержат *Placenticeras simakovi* Lurrov, *Spondylus balakhaniensis* Bobkova, *Haustator* sp. и ряд других форм, которые не дают возможности установить ярусную принадлежность вмещающих отложений. Наиболее интересным является комплекс фораминифер Джабарова и других (1966, стр. 96): *Paragaudryina inornata* Suleim., *Valvulineria lenticula* (Reuss), *Gyroidina nitida* Reuss, *Anomalina vesca* var. *vesca* (N. Byk), позволяющий «...с уверенностью говорить, что смена сеноманского комплекса на туронский происходит в вышележащей зоне» (*Inoceramus labiatus*. — А. Б.).

Решающим для установления сеноманского возраста описанных выше слоев является найденный нами в глинистых ракушечниках слоя 9 *Calycoceras bathyomphalum* Kossmat. Эта находка, а также вышеприведенные данные позволяют относить глины подсвиты m_1 к сено-

* Определение В. Д. Ильина.

манскому ярусу. Таким образом, проведение границы между сеноманом и туроном в кровле глин подсвиты, сменяющихся вверх по разрезу мергелями с *Inoceramus labiatus* (Schloth), приобретает четкое палеонтологическое обоснование.

Турон. Отложения туронского яруса представлены мощной (до 300,0 м) толщей зелено-серых, близ кровли — бурых глин, соответствующих подсвита m_2 и o_1 , находящейся между ними свите n схемы С. Н. Симакова.

В основании подсвиты m_2 прослеживается горизонт мергелей с многочисленными *Inoceramus labiatum* (Schloth). В средней части толщи, относящейся к свите n , появляются пласты (2—3,0 м) алевролитов и ракушечников с *Plicatula auressensis* Cog., *Pl. batnensis* Cog., *Pl. turkestanensis* Arkh., *Liostrea delettirei* Cog., *Fatina* (Avia) *costei* Cog. и др. Выше залегают темно-серые и бурые глины (60—65 м) с пластами (до 0,2—0,3 м) бледно-розовых гипсов*, практически лишенных органических остатков (подсвита o_1). Верхние горизонты свиты o (подсвита o_2 или слои с *Liostrea rouvillei* Cog. Н. Н. Бобковой, 1961) уже коньякского века представлены темно-серыми глинами с прослойками (3—10 см) бурых алевролитов и зелено-серых глинистых ракушяков. Мощность их достигает 72 м.

Граница между подъярусами проводится по появлению верхнетуронских аммонитов рода *Collignoniceras*, однако положение ее в ряде разрезов, где эти аммониты отсутствуют, пока не ясно. Подробная палеонтологическая характеристика туронских отложений дана Н. Н. Бобковой (1961), Г. Н. Джабаровым и др. (1966).

Н. Н. Бобкова включает в состав яруса подсвиту o_2 . Сравнительно бедный фаунистический комплекс времени ее накопления, по заключению Н. Н. Бобковой, резко отличается от комплекса фауны, содержащегося в отложениях свиты n . Это морские ежи *Pygaulus faasi* Schmidt, *Echinobrissus markovi* Faas, *Hemiaster nucleus* Desor. и ряд других, пеллециподы *Liostrea rouvillei* Cog., *L. oxiana* Rom., редкие *Fatina* (Avia) *costei* Cog., *Exogyra turkestanensis* Born. и другие. Г. Н. Джабаров и его соавторы (1966) верхнюю границу турона проводят также значительно выше гипсоносных глин, по появлению в разрезе *Placenticeras orbignjanum* Geinitz и *Hemiaster fourneli* (Deshayes), то есть фактически по кровле свиты o , так как ниже ее до последнего времени эти формы обнаружены не были.

Несколько ранее на материале Западного Узбекистана В. Д. Ильин (1959) впервые провел верхнюю границу турона по кровле подсвиты розовых гипсов. Основанием для этого явились однородность комплексов фораминифер (главным образом *Gumbelina globulosa* Ehrb., *Nonionella cretacea* Cushman и очень мелкие *Gaudryina asiatica* Byk.) в слоях с *Liostrea rouvillei* Cog. и вышележащих отложениях свиты P , возраст которых уверенно датировался как коньякский значительно большим сходством комплекса морских ежей свиты O со свитой P , чем с ниже лежащей n , и ряд других факторов.

Выводы В. Д. Ильина подтверждаются нашими находками в пласте желтовато-серых карбонатных алевролитов, залегающих на гипсованных глинах и являющихся основанием подсвиты o_2 , *Hemiaster fourneli* (Desh.) и *Placenticeras* cf. *Baisunense* Luppov (разрезы Калаташ, Балахана).

Ранее на этом стратиграфическом уровне они известны не были. Приведенные формы, особенно первая из них, широко распространены

* Гипсы отсутствуют в южных разрезах юго-западных отрогов Гиссара—Рангибала, Акташ.

в отложениях Узбекистана и Юго-Восточной Туркмении, коньякский возраст которых сомнений не вызывает. Достаточно сказать, что в пределах Таджикской депрессии Н. Н. Бобкова выделила коньякский ярус в объеме слоев с *Hemiasterourneli* (Desh.).

Отсутствие гипсов в ряде южных обнажений туронского яруса (например, Рангибаламском), содержащих к тому же значительно обедненный комплекс палеонтологических остатков, не является существенным затруднением для проведения его верхней границы. Принадлежность юго-западных отрогов Гиссара к единой структурно-фациальной зоне позволяет провести необходимую корреляцию по литологическим признакам. В частности, туронские отложения гряды Рангибалам заканчиваются пачкой (около 30,0 м) переслаивающихся серо-зеленых и фиолетовых с зеленым оттенком глин, которые можно считать аналогом гипсоносной подсвиты O_1 . Выше глин залегает пласт (до 2,0 м) серых плитчатых известняков, близ кровли переходящих в песчаные устричники, по положению в разрезе хорошо совпадающей с карбонатными алевролитами подсвиты O_2 Балаханы и Калаташа.

Правильность такого сопоставления подтверждена найденным нами в пласте известняков разреза Рангибалам *Placenticerassp. orbignyana* Geinitz (определение А. А. Мания). Границу между туронским и коньякским ярусами следует проводить в основании этого пласта.

Выводы

1. Значительно уточнен объем сеноманского яруса. Доказывается сеноманский возраст залегающей ниже слоев с *Lophadichotoma* (Bayle) глинистой толщи, которая выделена в слои с *Placenticerassp.* К сеноману отнесены также глины мощностью 30—80 м, расположенные между тагаринским горизонтом и мергелями с *Inoceramus labiatus* (Schloth).

2. Граница между туронским и коньякским ярусами проводится в кровле подсвиты O_1 схемы С. Н. Симакова. Выше залегает пласт карбонатных алевролитов или известняков с *Placenticerassp. orbignyana* Geinitz, Pl. cf. *baisunense* Luppov, *Hemiasterourneli* (Desh.).

ЛИТЕРАТУРА

Бобкова Н. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений и позднемеловые пластинчатожаберные моллюски Таджикской депрессии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 8. Л., 1961.

Джабаров Г. Н., Мания А. А., Арустамов А. Л., Буркова-Богословская Г. И., Курылева А. М., Балкулиев Ч. К., Ефремова Т. С. Схема стратиграфии верхнего мела западного обрамления Таджикской депрессии (Гаурдак-Кугитангский район). «Изв. АН ТССР», сер. ФТХиГН, № 1, 1966.

Джабаров Г. Н., Мания А. А., Арустамов А. Л., Буркова-Богословская Г. И., Курылева А. М. Верхний мел. В кн.: «Путеводитель экскурсии по меловым отложениям Средней Азии». Изд-во «Туркменистан», 1966.

Ильин В. Д. Стратиграфия верхнемеловых отложений Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Тр. ВНИГНИ, вып. 23. М., 1959.

Симаков С. Н. Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. Тр. ВНИГНИ, спец. сер., вып. 2. М., 1952.

Л. Д. ЯТЧЕНКО

О НИЖНЕМ ТУРОНЕ ИСАКСКОЙ И ДОЙРАНСКОЙ АНТИКЛИНАЛЕЙ

Верхнемеловые и, в частности, нижнетуронские отложения в районе указанных структур выделены А. А. Атабекиным в 1961 году в сумбарский тип разреза. Во время геологосъемочных работ 1967 года нами были получены новые данные, позволяющие уточнить строение нижнего турона.

На южном крыле Исакской складки отложения нижнего турона постепенно сменяющие сеноманские, представлены слоистыми серыми алевролитистыми известняками, переслаивающимися с алевролитами; в основании нижнего турона прослеживается горизонт, состоящий из отдельных мелких фосфоритовых галек, рассеянных в слоистых алевролитистых известняках и алевролитах; мощность 0,5—12 м. В 5 м выше фосфоритового горизонта выделяется маркирующий пласт темно-серых алевролитистых известняков (10—15 см), в кровле которых залегают черные алевролиты (4—5 см) с ходами червей, зернами глауконита и детритом раковин иноцерамов. Этот пласт содержит, по данным А. А. Атабекиана (1961), много *Inoceramus labiatus* Schloth. По нашим сборам, *Inoceramus labiatus* Schloth* встречается также ниже этого горизонта в 0,5—1,0 м. Над маркирующим пластом залегают серые комковатые алевролиты с обломками иноцерамов и крепкие темно-серые алевролитистые известняки, завершающие разрез нижнего турона; кровля известняков неровная, глауконитизированная.

По сообщению А. А. Атабекиана, в черных известняках встречаются *Conulus ellipticus* Zareczny, *C. subrotundus* var. *conoidea* Popiel Barczyk. Общая мощность нижнего турона 7 м.

Западнее, около Дойранской складки, в нижней половине описываемого подразделения появляются тонкослоистые серые мергели; на северном крыле и западном погружении складки мощность их достигает 0,5—1,0 м. Из нижнего пласта мергелей, налегающих по четкой границе на фосфоритовый горизонт, нами собраны *Inoceramus hercynicus* Petr. Мощность нижнего турона 9—10 м.

На южном крыле Дойранской складки, против сводовой ее части мощность нижнего турона значительно сокращается. Здесь на фосфоритовый горизонт (1,5 м) по неровному контакту налегает маркирующий горизонт темно-серых алевролитистых и черных алевролитов *Inoceramus labiatus*, выделенный в Исакском разрезе; мощность его 20 м. В основании горизонта залегает конгломерат из гальки серых известняков с обломками иноцерамов фосфоритовой гальки и зернами глауконита. Заканчивается нижний турон, как и в опорном разрезе, комковатыми алевролитами и крепкими черными известняками мощностью

* Определения Е. М. Арзумановой.

1,0 м. Таким образом, на южном крыле Дойранской складки из разреза нижнего турона выпадает средняя часть мощностью 4—5 м (мергели, алевролиты, известняки). Сохранившаяся мощность нижнего турона 2,5 м.

Выводы

1. Находки *Ipsosagatus hercynicus*, первые в Западном Копет-Даге, позволяют сопоставить нижнетуронские отложения Западного и Центрального Копет-Дага.

2. Впервые установленный в Западном Копет-Даге размыв в толще нижнего турона свидетельствует о тектонических движениях в раннетуронское время.

ЛИТЕРАТУРА

Атабекиян А. А., Лихачева А. А. Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 10, нов. сер., т. 62. Гостоптехиздат, 1961.

Р а з д е л II

РЕГИОНАЛЬНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
И ТЕКТОНИКА

ТЕКТОНИКА ЗАПАДНО-ТУРКМЕНСКОЙ ВПАДИНЫ

Южно-Каспийская межгорная впадина альпийской геосинклинальной области занимает территорию Западно-Туркменской и Куринской низменностей и южную часть акватории Каспийского моря. Ее протяженность в субширотном направлении превышает 1000 км, а в субмеридиональном составляет около 400 км.

Западная часть впадины расположена между горноскладчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа и на западе заканчивается поднятием Дзирульского срединного массива. Восточная часть впадины ограничена горноскладчатыми сооружениями Большого Балхана, Копет-Дага и Эльбурса. Последний обрамляет с юга и центральную часть впадины, тогда как на севере она непосредственно по крупному глубинному разлому граничит с эпигерцинской платформой.

Южно-Каспийская впадина, являясь межгорной, в то же время составляет южную часть крупной меридиональной Каспийской области опускания, представляющей весьма своеобразный геотектонический регион. Принадлежность к Каспийской области опускания объясняется многими особенностями строения и истории развития впадины, отличающимися ее от типичных межгорных впадин.

Эта огромная впадина, заполненная мезо-кайнозойскими осадочными образованиями громадной мощности (1,5—8 км), характеризуется весьма сложным глубинным строением. Геотектоническая природа самой верхней части земной коры (плиоценово-антропогеновая) отвечает типичному синклинию. В восточной части по меловым, палеогеновым, миоценовым и среднеплиоценовым комплексам впадина представляет собой огромный ступенчатый гребень, ограниченный от окружающих складчатых сооружений разломами.

Более глубокие горизонты впадины имеют гетерогенное строение. Так, наиболее погруженная по верхнему структурному этажу восточная часть впадины, расположенная в пределах юго-восточного сектора акватории Южного Каспия, характеризуется приподнятым положением базальтового слоя и развитием двухслойной коры субокеанического типа. К этой части впадины приурочена крупная гравитационная аномалия силы тяжести. Здесь «гранитный» слой коры появляется только к периферийным частям впадины, в зоне сочленения ее с окружающими крупными структурными элементами.

Таким образом, судя по глубинному строению западной и восточной частей Южно-Каспийской впадины, геосинклинальное основание разреза составляют гетерогенные массивы каледонской и раннегерцинской консолидаций.

Впадина в пределах выше отмеченных границ расчленяется на два крупных участка: западный и восточный. Западный охватывает терри-

торию, расположенную между Дзирульским массивом и средней частью акватории Южно-Каспийской ванны. Восточный — остальную часть акватории и Западно-Туркменскую низменность до отрогов Западного Копет-Дага. Эти участки соответственно названы Куринской и Западно-Туркменской впадинами.

Центральная, наиболее опущенная часть впадины, ориентированная в общем субмеридионально, на юге сливается с Горганским (Предэльбурским) предгорным прогибом. Последний охватывает и самую южную часть Западно-Туркменской низменности (в пределах Ирана).

Западно-Туркменская и Куринская впадины разбиты глубинными и региональными разломами, которые образуют субширотные и субмеридиональные ступенчатые блоки земной коры.

Западно-Туркменская низменность, охватывающая восточную часть одноименной впадины, на поверхности в основном представлена горизонтально залегающими морскими и континентальными образованиями позднечетвертичного времени. Только на отдельных возвышенностях — поднятиях (Челекен, Небит-Даг, Монжуклы, Урунджук, Кара-Тепе, Кум-Даг, Боя-Даг, Сыртланлы, Куйджик и Тузлу-Чай) в северной части обнажаются сильнодислоцированные породы плиоцена и антропогена, а на конусах грязевых вулканов (Гогрань-Даг, Гек-Патлаух, Ак-Патлаух, Порсу, Тунюклы и на поднятии Камышлджа) в южной части обнаружены сильнодислоцированные породы антропогена.

История развития представлений о тектонике Западно-Туркменской впадины

Глубинное строение Западно-Туркменской впадины, богатой нефтяными и газовыми месторождениями, начало привлекать внимание геологов с конца XIX века. Эволюция представлений о тектонике впадины делится на два этапа.

Первый этап охватывает время до 1945 года, когда в литературе, в связи со слабым изучением геологии впадины, освещались вопросы строения отдельных локальных поднятий, выдвигались различные гипотезы об их генезисе, предположения о направлении зон складчатости, о гипотетических связях Большого Кавказа с Копет-Дагом и другие частные вопросы тектоники.

Второй этап охватывает послевоенные годы и базируется на новом, богатом фактическом материале. Благодаря широкому применению комплексных геофизических исследований, бурения и геологических наблюдений, на всей Западно-Туркменской низменности и на акватории Южно-Каспийского бассейна удалось расшифровать глубинное строение, построить региональные схемы тектонического районирования, получить информацию о глубоких и сверхглубоких горизонтах земной коры, выяснить вопросы истории формирования отдельных локальных структур зон складчатости, разломов, грязевых вулканов и т. д.

Впервые Н. И. Андрусов (1889 г.) указал на существование высокого подводного крыжа, связывающего складки юго-восточного погружения Большого Кавказа с горами Красноводского полуострова. А. П. Иванов (1901, 1903), В. Н. Вебер и К. П. Калицкий (1911) образование поднятий Челекен и Небит-Даг связывали со сбросовой тектоникой. Позднее К. П. Калицкий (1922) и Н. И. Андрусов пришли к выводу, что поднятия Челекен, Небит-Даг, Монжуклы и Боя-Даг обязаны своим происхождением лакколитовой интрузии. В числе сторонников этой теории оказались Л. С. Берг, В. В. Богачев, А. П. Герасимов, С. А. Ковалевский, В. Б. Порфирьев и А. Е. Ферсман.

А. Е. Ферсман (1929) охарактеризовал эту интрузию как «...вулканический очаг, находящийся под островом на сравнительно небольших глубинах (может быть всего несколько сотен метров)».

С. А. Ковалевский начиная с 1926 года в ряде статей (1926, 1934) выступил с предположением о действии вулканических сил в Западно-Туркменской низменности, осложненной соляно-гипсовой тектоникой. Несколько позднее к такому предположению пришел и А. И. Косыгин (1933).

Проведенные в 30-х годах первые геофизические исследования (В. В. Федынский, А. А. Шрейдер, Ю. Н. Годин, А. М. Ивонин, Ф. А. Арест и др.) показали ошибочность воззрений С. А. Ковалевского, К. П. Калицкого и других исследователей.

А. И. Косыгин (1932), основываясь на географическом расположении грязевых вулканов, выдвинул предположение о возможном наличии в южной части Западно-Туркменской низменности меридиональных тектонических линий. Вопреки мнению А. И. Косыгина, М. И. Варенцов, П. Г. Суворов, А. М. Рашкуев и другие предполагали, что складки южной части Западно-Туркменской низменности простираются в широтном направлении.

Данные вариометрических исследований А. М. Ивонина, Ф. А. Арест и Л. А. Юрковой и сейсмических работ Н. М. Фуфаева подтвердили предположение А. И. Косыгина.

Проведенные в 1945—1951 годах комплексные геофизические исследования и результаты глубокого бурения позволили Ю. Н. Годину (1957) дать впервые общую схему тектонического районирования Западно-Туркменской низменности. Им выделены: Прибалханская депрессия, зона погружения антиклиналей Западного Копет-Дага; Бугдайлинская переходная зона; Мессерианская складчатая зона; Кеймиро-Чижишлярская и Кизыл-Атрекская депрессии, которые, по данным исследователя, характеризуются специфическими особенностями глубинного строения и геотектонического развития.

Несколько позже Ю. Н. Годин (1959) уточняет свою схему и выделяет в пределах низменности ряд новых структурных элементов (Шахманский прогиб и др.).

Выделение в пределах Западно-Туркменской низменности Бугдайлинской переходной зоны, Чижишлярской и Кизыл-Атрекской депрессий не было обосновано и дальнейшими комплексными геолого-геофизическими исследованиями не подтверждено.

Б. А. Петрушевский (1956) складкообразовательный процесс в Прибалханском районе связывает с перераспределением материала неогеновых пород на бортах впадины в процессе воздымания окружающих горных сооружений. По его мнению, складки эти бескорневые.

Основываясь на изучении тектоники Челекена и других структур Западно-Туркменской впадины, а также ее горного обрамления, В. В. Семенович (1959) приходит к выводу, что складки кайнозойские не имеют корней; причиной формирования этих складок является изостатическое перераспределение вещества с концентрацией его в ослабленных зонах, каковыми являются зоны разломов мезозойского ложа; основные сбросы, рассекающие большинство складок, обусловлены общим погружением впадины, а не локальными причинами.

Изучая историю формирования структур и разломов Прибалханского района, А. И. Смолко, С. Зеленский, М. К. Мирзаханов, Л. Д. Архипченко в 1948—1952 годы и Л. Я. Шварц, Т. В. Шварц в 1958—1959 годы пришли к выводу, что их развитие носит многогранный, непрерывисто-прерывистый характер.

В 1963 году В. В. Семенович, Г. Е. Дикенштейн, М. К. Мирзаха-

нов, С. С. Чамо и другие по данным обширных геолого-геофизических материалов последних лет составили новую схему тектонического районирования Западно-Туркменской низменности, которая отличается от схемы Ю. Н. Година. Ими выделены: Прибалханская, Гограндаг-Окаремская и Мессерианская зоны поднятий; Келькорский, Кизылкумский и Шахманский прогибы, которые отличаются друг от друга особенностями глубинного строения, историей развития, характером слагающих комплексов пород и направлением простирания складчатости.

Комплексные исследования, проведенные М. К. Мирзахановым в юго-восточной части низменности и на погружений Западного Копет-Дага, позволили выяснить основные черты глубинного строения низменности, характер погружения и сочленения Копет-Дага с Западно-Туркменской впадиной, а также историю развития этих структурных элементов. Им установлено, что складки Западного Копет-Дага, ступенчато опускаясь в западном направлении, образуют сравнительно крупные блоки в осадочном чехле, разделенные субмеридиональными разломами. Развитие погребенных мел-палеогеновых складок Мессерианской зоны, по М. К. Мирзаханову, происходило значительно раньше складок Западного Копет-Дага.

Результаты интерпретации материалов гравиметрической и магнитометрической съемок, а также ГСЗ и КМПВ Западно-Туркменской низменности и юго-восточной акватории Каспийского моря позволили Ю. Н. Годину (1959), Г. А. Гамбурцеву, Е. И. Гальперину и И. И. Косминской, Б. А. Харикову (1964 г.), С. С. Чамо, Я. П. Маливицкому (1964 г.), В. А. Корневу (1964 г.) сделать заключение о субокеанском строении верхних горизонтов впадины. Здесь земная кора имеет двухслойный разрез: «базальтовый» и осадочный.

Тектоническое районирование Западно-Туркменской низменности

Западно-Туркменская впадина, охватывая восточную часть Южно-Каспийской меговпадины, простирается в широтном направлении на 270 км и в меридиональном на 320 км. В плане она от сравнительно узкой и протяженной Прикуринской впадины (западная часть меговпадины) отличается широкой чашеобразной формой. По данным гравиметрических исследований, этой впадине соответствует региональный минимум силы тяжести сложного строения.

В пределах общего минимума четко выделяются две крупные гравитационные аномалии, которые отражают строение плотных масс геосинклинального основания. В северной части расположен замкнутый минимум силы тяжести овальной формы северо-западного простираения, а на юге — Южно-Каспийский максимум.

В строении осадочного чехла Западно-Туркменской впадины, по данным геофизических исследований и бурения, четко выделяются два структурно-формационных этажа: нижний — мел-палеогеновый и верхний — неоген-антропогеновый. Они резко отличаются друг от друга по истории геологического развития, интенсивности дислокации и по характеру слагающих комплексов пород.

Нижний структурный этаж сложен плотными карбонатными породами валанжинского и готеривского ярусов, карбонатными и терригенными породами — барремского, терригенными (преимущественно) породами антского, альбского, сеноманского, туронского, коньякского ярусов, карбонатными породами сантонского, кампанского, маастрихтского и датского ярусов меловой системы, карбонатными породами чаалджинской, данатинской и обойской свит, терригенными породами

озетской, кендерлинской, котурской, торымбеурской и майкопской свит палеогеновой системы.

Породы юры и мела обнажаются на некоторых поднятиях складчатых сооружений, окружающих Западно-Туркменскую впадину, и вскрыты (до неосома) скважинами в восточной части низменности (рис. 1). В этих районах развиты и отложения палеогена. Последние вскрыты под отложениями плиоцена и на поднятиях Челекен и Сыртланды Прибалханского района.

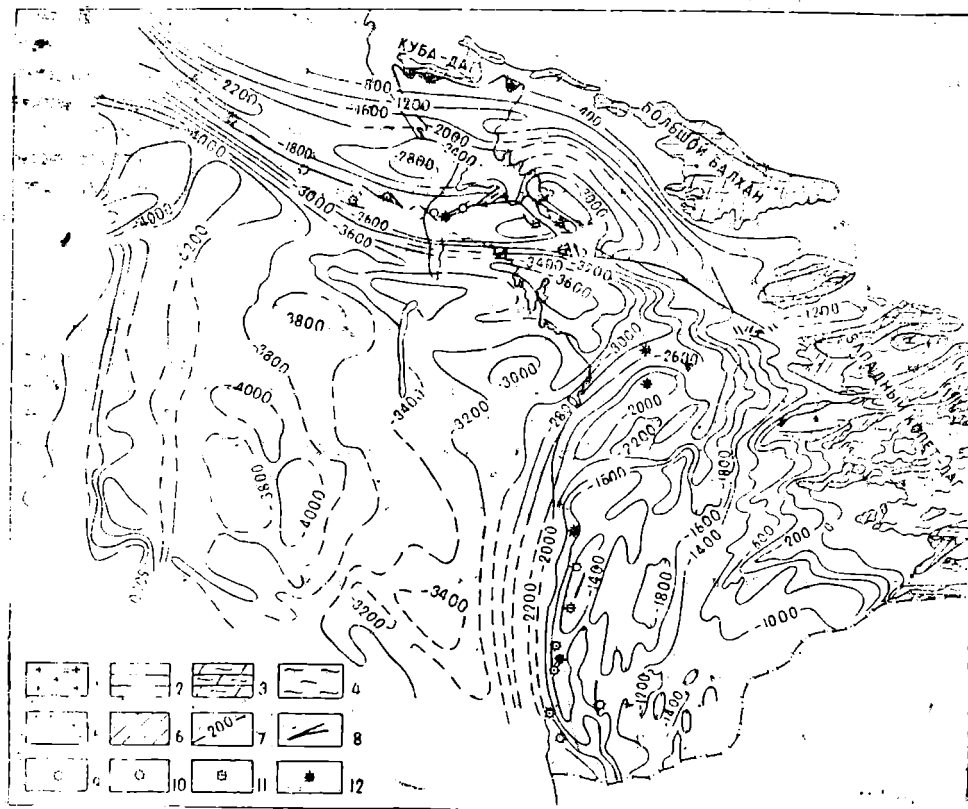


Рис. 1. Структурная карта Западно-Туркменской впадины по подошве отложений акчагыльского яруса.

1—палеозой; 2—юра; 3—мел; 4—палеоген; 5—неоген (средний плиоцен); 6—неоген (верхний плиоцен); 7—стратонизогипсы; 8—тектонические разломы; 9—банки грязевых вулканов; 10—действующие грязевые вулканы; 11—погребенные вулканы; 12—потухшие вулканы.

Отложения мела и палеогена, которые контактируются согласно, характеризуются более высокой плотностью по сравнению с покрывающими их отложениями неогена и антропогена.

Говорить что-либо определенно о мощностях меловых и палеогеновых отложений всей Западно-Туркменской впадины трудно. Нигде (за исключением палеогеновых отложений Мессерианского района) эти комплексы пород не вскрыты на полную мощность.

Анализ мощностей мел-палеогеновых отложений Мессерианского района Западно-Туркменской низменности показывает, что здесь они имеют значительно меньшие мощности по сравнению с одновозрастными разрезами горноскладчатых сооружений Западного Копет-Дага. Мел-палеогеновые породы по сравнению с покрывающими неогеновыми

породами образуют сильнодислоцированные и сложно построенные складки.

Верхний структурно-формационный этаж сложен терригенными и карбонатными породами тарханского, чокракского, караганского, конкского горизонтов и сарматского яруса миоцена, сравнительно рыхлыми терригенными породами понтического яруса, красноцветной толщи, ачкагыльского и апшеронского ярусов плиоцена, бакинского, хазарского хвалынского ярусов постплиоцена.

Суммарная мощность отложений верхнего структурного этажа колеблется от 7—8 км в центральной части впадины до 1.5 км в прибортовых частях (рис. 2). Увеличение мощности в целом неоген-антропогенных отложений к центральной части впадины происходит не постепенно, а скачкообразно.

Резкое увеличение мощностей, особенно неогенового комплекса пород, происходит вдоль Дарджа-Шорджинской, Шорджа-Геокчинской, Челекено-Кумдагской и Гограньдаг-Чижишлярской зон.

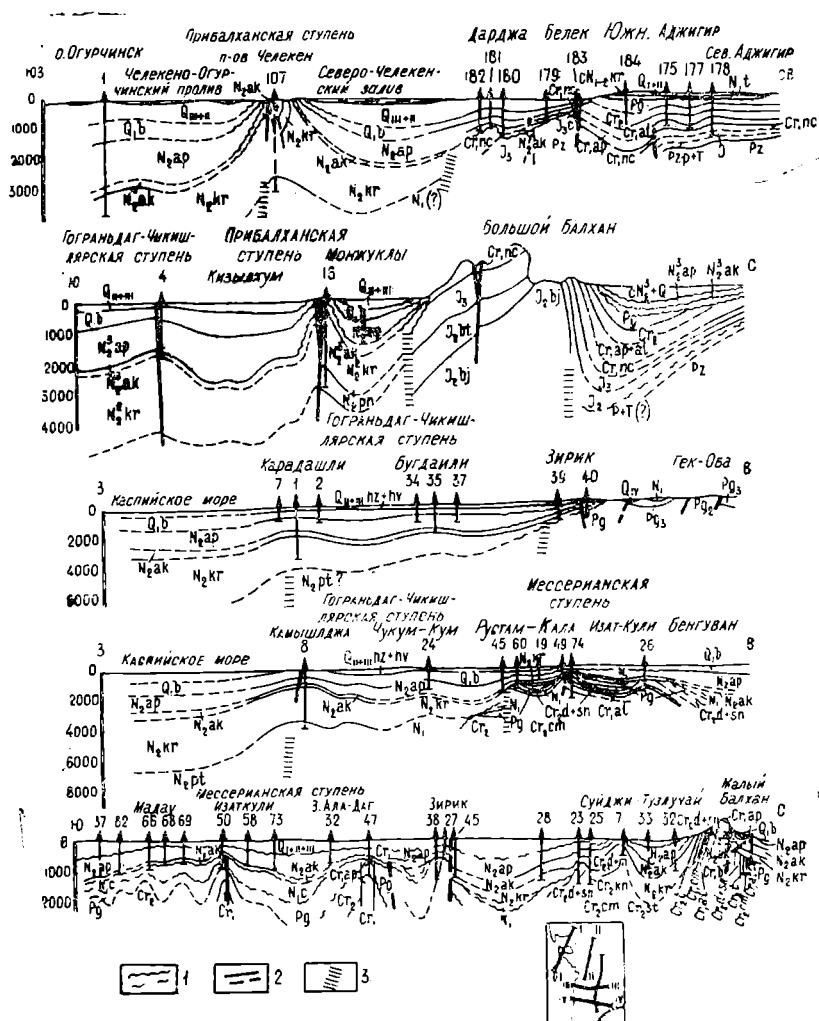


Рис. 2. Геологические профильные разрезы:
1—геологические границы; 2—тектонические нарушения; 3—зоны региональных разломов.

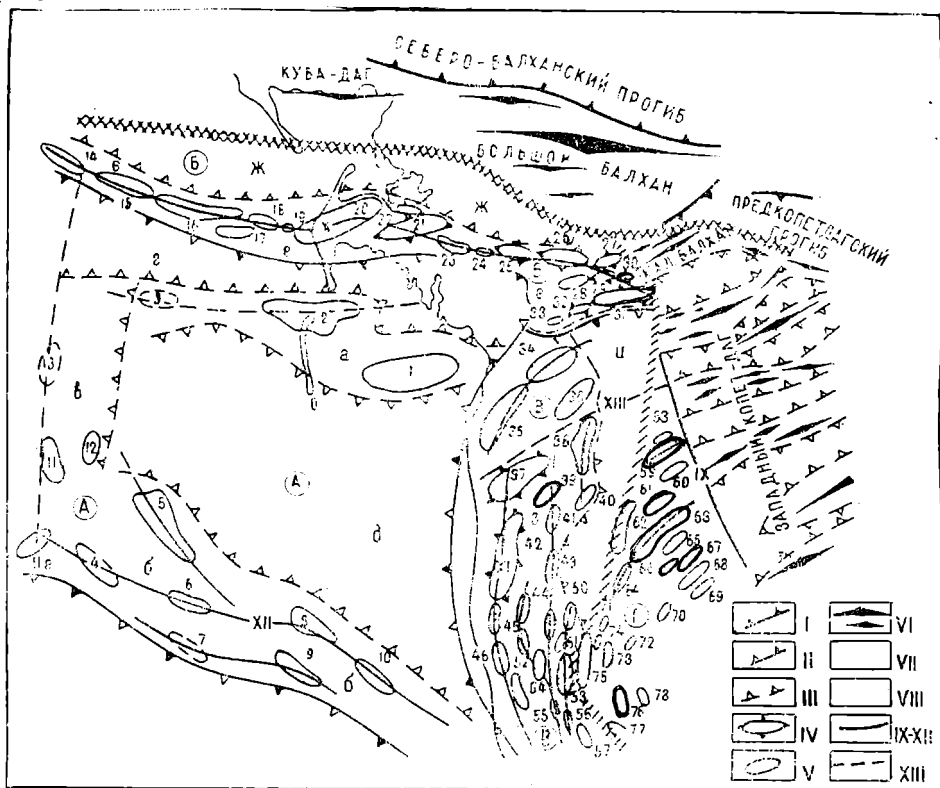


Рис. 3. Схема тектонического районирования:

А—Восточно-Каспийская ступень; а—Огурчинско-Эрдеклинская зона поднятий. Поднятия: 1—Эрдеклинское, 2—Огурчинское, 3—Обручевское, 6—вал поднятий НИМГЭ (Научно-исследовательская морская геофизическая экспедиция). Поднятия: 4—Шатского, 5—Ферсмана, 6—Вебера, 7—Коншина, 8—Научное, 9—Западное, 10—Западно-Чишкилярское; в—Наримановская моноклираль. Поднятия: 11—Наримановское, 12—Ханларское, 13—Аваковское; г—Кизылкумская зона прогибов; д—Шельфовая зона прогибов;

Б—Прибалханская ступень; е—Прибалхано-Апшеронская зона поднятий. Поднятия: 14—Западно-Ливановское, 15—Ливановское, 16—Губкильское, 17—ЛАМ, 18—Ждановское, 19—Причелекское, 20—Челекское, 21—Котур-Тепинское, 22—Овал-Товальское, 23—Барса-Гельмесское, 24—Бурунское, 25—Небит-Дагское, 26—Монжуклы-Урунджукское, 27—Кара-Тепинское, 28—Кизылкумское, 29—Кум-Дагское, 30—Кобекское, 31—Боядаг-Сыртландинское, 32—Куйджикское, 33—Восточно-Эрдеклинское; ж—Келькорская зона прогибов.

В—Гограньдаг-Чишкилярская ступень; з—Гограньдаг-Окаремская зона поднятий. Поднятия: 34—Гогрань-Дагское, 35—Карадашлинское, 36—Экиз-Аксское, 37—Камышджинское, 38—Бугдайлинское, 39—Акманское, 40—Шахманское, 41—Чухуркуинское, 42—Окаремское, 43—Ханкуинское, 44—Миассерское, 45—Кеймирское, 46—Адам-Кудукское, 47—Ак-Эсерское, 48—Чайноское, 49—Южно-Чайноское, 50—Индерланское, 51—Сыртландинское, 52—Порсынское, 53—Кавылское, 54—Чишкилярское, 55—Гасанкулийское, 56—Аджибское, 57—Чалаюкское, з—Шахманская зона прогибов.

Г—Мессерианская ступень (зона поднятий). Поднятия: 58—Гейриджанское, 59—Западно-Аладагское, 60—Южно-Аладагское, 61—Мессерианское, 62—Рустам-Калинское, 63—Изакулийское, 64—Гельгурденское, 65—Даяндыкское, 66—Мадау-Западный, 67—Мадауское, 68—Бенгуванское, 69—Кизыл-Атрекское, 70—Приатрекское, 71—Невчайтагское, 72—Белюджинское, 73—Делилийское, 74—Кошаджа-Куинское, 75—Гекчинское, 76—Тоголокское, 77—Джентское, 78—Аннабайское.

I—границы региональных тектонических элементов; II—границы ступеней; III—границы зон поднятий и прогибов внутри ступеней; поднятия Западно-Туркменской впадины и Мессерианской переходной зоны; IV—выходящие на поверхность; V—погребенные; VI—обрамляющих горноскладчатых сооружений; разломы: VII—Копетдаг-Дарджинская зона глубинного разлома; VIII—Гекча-Шорджинский глубинный разлом; IX—Зирик-Чадский региональный разлом; X—Прибалхано-Апшеронский региональный разлом; XI—Гограньдаг-Чишкилярский региональный разлом; XII—Гасанкули-Наримановский региональный разлом; XIII—Караепрах-Гяурлиевский региональный разлом.

Отложения верхнего структурного этажа в прибортовых частях впадины резко трансгрессивно залегают на различных горизонтах мела и палеогена. Они, по сравнению с отложениями нижнего структурного этажа в значительной южной части низменности, образуют простые пологие структурные формы, подвергнутые слабой дизъюнктивной дислокации. Отмечаются несоответствие структурных планов, смещение сводов и различия морфологии одной и той же складки по различным этажам.

Наиболее погруженная часть впадины по неоген-антропогенному этажу расположена в пределах восточной акватории Южного Каспия. От нее в восточном, южном и северном направлениях происходит поднятие и выклинивание всех горизонтов. На склонах, обрамляющих впадину горных сооружений, эти комплексы пород выходят на поверхность.

О строении нижнего структурного формационного этажа сравнительно подробную информацию имеем только в прибортовых частях впадины, в зоне сочленения ее с окружающими горноскладчатыми сооружениями. Широкую геолого-геофизическую информацию имеем о строении верхнего этажа складчатости.

Детальный анализ богатого геолого-геофизического материала показывает, что в строении верхних слоев литосферы Западно-Туркменской впадины отмечается определенная закономерность. Она выражена в размещении в пределах крупных ступенчато опускающихся к центральной части блоков локальных поднятий, сходных по истории развития, степеней дислокации, амплитуде подъема, ориентации, частично морфологии, генетическим связям, возрасту, составу, физической характеристике и мощности слагающихся комплексов пород.

Все это позволяет нам в пределах Западно-Туркменской впадины выделить Восточно-Каспийскую, Прибалханскую, Гограньдаг-Чикишлярскую и Мессерианскую ступени второго порядка (рис. 3). Они в свою очередь расчленены на ряд крупных положительных и отрицательных структурных зон третьего порядка.

В пределах Восточно-Каспийской ступени выделяются: Огурчинско-Эрдеклинская зона поднятий и поднятия вала НИМГЭ, Наримановская моноклинали, Кизылкумская и Шельфовая зона прогибов. Прибалханская ступень расчленена на Прибалхано-Апшеронскую зону поднятий и Келькоро-Дарвазинскую зону прогибов. Гограньдаг-Чикишлярская ступень подразделяется на Гограньдаг-Окаремскую зону поднятий и Шахманскую зону прогибов. Эти элементы на структурных картах, построенных преимущественно по данным сейсморазведочных, буровых и геологосъемочных работ, четко выделяются на фоне региональной Западно-Туркменской депрессии.

Краткая характеристика структурных элементов Западно-Туркменской впадины

Восточно-Каспийская ступень расположена к югу от Прибалхано-Апшеронской и к западу от Гограньдаг-Чикишлярской ступеней и охватывает в основном восточную часть акватории Южного Каспия. Глубинное строение этой части впадины изучено очень слабо.

Центральная акваториальная часть Южно-Каспийской впадины по глубине залегания поверхности отложений красной толщи, по морфологии локальных структур, их ориентации, истории развития разделяется на два сектора: северо-западный — Прикуринский, совпадающий с наиболее глубоководной частью моря и юго-восточный — Западно-Туркменский, соответствующий юго-восточному шельфу.

Северо-западный сектор акватории Южного Каспия характеризуется резкой дифференциацией строения и большими колебаниями глубины (от 2500 до 7000 м) залегания красноцветной толщи.

Юго-восточный сектор характеризуется относительно приподнятым (3000—4000 м) залеганием красноцветной толщи, сравнительно слабой дифференциацией глубинного строения и развитием чрезвычайно положительных структурных форм платформенного типа.

Здесь неоген-четвертичные комплексы пород образуют слабо наклоненную на запад огромную плиту, от которой к северу — Прибалханской и востоку — Гограндаг-Чикишлярской зон поднятий происходит значительное воздымание и сокращение кайнозойского покрова. В западном и южном направлениях за Восточно-Каспийской ступенью происходит резкое увеличение мощности этих комплексных пород.

Вопросы, посвященные тектонике восточной части акватории Южного Каспия, освещены в работах Ю. Н. Година (1957, 1959), В. А. Корнева, (1962, 1964), Я. Н. Маловицкого (1964), В. П. Мирошниченко (1958), В. Ф. Соловьева (1954, 1956), Г. В. Стерляговой (1964), В. В. Федынского (1936, 1958), В. Е. Хаина (1958), А. Ю. Юнова (1960, 1961). Тектоника всей акваториальной части Южного Каспия по результатам региональных и поисковых геофизических исследований сравнительно подробно описана В. А. Корневым (1964), который составил первую схему тектонического районирования. В пределах Восточно-Каспийской ступени им выделены два сравнительно приподнятых участка: северный — Огурчинско-Эрдеклинский, включающий Эрдеклинское, Огурчинское и Обручевское поднятия, и южный — грязево-вулканический, включающий поднятия Андрусова, Шатского, Ферсмана, Вебера, Коншин, Научное, Западно-Чикишлярское и Западное. Эти участки рассматриваются как зоны поднятий.

Между этими зонами субширотного простирания расположена шельфовая зона прогибов. Самая западная часть рассматриваемой ступени образует Наримановскую моноклинали, которая осложнена локальными Наримановским, Ханларским, Авакянским и другими поднятиями преимущественно субмеридионального простирания.

Перечисленные крупные структурные элементы разделены неглубокими зонами прогибов, различными по морфологии и размерам. На севере Огурчинско-Эрдеклинская зона отделена от Прибалхано-Апшеронской зоны поднятий Кизылкумской зоной прогибов субширотного простирания. Это единственная структурная зона Восточно-Каспийской ступени, которая продолжается на востоке в пределах Западно-Туркменской низменности. В строении верхней пяти-семикилометровой части разреза ступени принимают участие отложения красноцветной толщи мощностью около 3—4 км, акчагыльского яруса — 0,2—0,3 км, апшеронского яруса — 1,5—1,7 км, бакинского, хазарского и хвалынского ярусов — 1,5—1,7 км, сложенные преимущественно терригенными породами.

В северной части ступени детальными морскими сейсморазведочными работами подготовлено Огурчинское поднятие, на котором пробурена поисковая скважина на нефть и газ.

Огурчинское брахиантиклинальное поднятие расположено между одионменным островом и Южно-Челекенской косой и простирается в широтном направлении. В пределах сводовой части поднятия расположены банки грязевых вулканов. По отложениям среднего и частично верхнего плиоцена структура имеет размеры: 9 км по короткой, 23 км — по длинной оси. Амплитуда поднятия по замкнутой стратонизогипсе, приуроченной к поверхности красноцветной толщи, не более 100 м. Сводовая часть поднятия по среднеплиоценовым отложениям ослож-

нена западным и восточным куполами, разделенными неглубокой седловиной. Строение крыльев асимметричное: крутое северное ($2-5^\circ$) и сравнительно пологое южное ($2-3^\circ$). Наиболее крутые углы характерны для отложений красноцветной толщи. Слои пород апшеронского и бакинского ярусов постепенно выполаживаются, и уже слои хазарского и хвалынского ярусов залегают почти горизонтально. Анализ материалов сейсморазведочных работ показывает, что на Огурчинском поднятии, как и в смежном Челекенском поднятии, отмечается угловое несогласие между горизонтами среднего апшерона с покрывающими комплексами пород, а также увеличение мощности надсреднеапшеронских пород от свода к крыльям складки. Отложения красноцветной толщи сводовой части залегают на глубине 3150—3250 м. Они покрываются породами акчагыльского яруса мощностью 150—200 м, апшеронского — 1500—1700 м и четвертичными отложениями мощностью 1500—1700 м. Ориентировочная мощность красноцветных отложений среднего плиоцена — 2500—3000 м.

По верхнеапшеронским и антропогенным отложениям складка имеет гемиянтиклинальную форму, открывающуюся в восточном направлении. Таким образом, унаследованная складка верхнего подэтажа не повторяет полностью морфологию складки нижнего (среднеплиоценового) подэтажа.

Поднятия других зон рассматриваемой ступени имеют общие черты с Огурчинской антиклиналью.

Анализ фактического материала позволяет констатировать, что начало формирования складок Восточно-Каспийской ступени относится к среднеапшеронскому времени. С этого времени рост складок происходил чрезвычайно замедленными темпами на фоне интенсивного регионального погружения всей области.

Параллельно с развитием рассматриваемой части Западно-Туркменской впадины происходило и образование отдельных зон разломов и формирование грязевых вулканов.

Характер сочленения рассматриваемой своеобразной части Южно-Каспийской меговпадины со смежными структурными элементами свидетельствует о наличии с четырех ее сторон глубинных разломов, которые и предопределили общую конфигурацию ступени. Это подтверждают различные гипсометрические отметки смежных блоков, развитие осадков различной мощности, образование зон поднятий на западе и востоке субмеридионального, на севере и юге — субширотного простираний.

Прибалханская ступень расположена в северной части Западно-Туркменской впадины и граничит на юге с Восточно-Каспийской, на юго-востоке — с Гограндаг-Чикишлярской ступенями, на востоке — с северо-западной частью антиклинория Копет-Дага и на севере — с антиклинорием Большого Балхана и платформенным выступом Куба-Дага. Прибалханская ступень простирается на востоке в субширотном направлении. В пределах акватории Каспия она приобретает северо-западное направление и достигает юго-восточных отрогов Большого Кавказа в Азербайджане. Северо-западная часть ступени (расположенная в акваториальной части) на юге граничит с Прикуринской ступенью, а на севере — по зоне регионального разлома — с южной частью Туранской платформы. В пределах Прибалханской ступени четко выделяются Келькорская (Келькор-Дарвинский синклиорий) зона прогибов на севере и Прибалхано-Апшеронская зона поднятий на юге.

Келькорская зона в туркменской части включает: Бабакоджинскую, Дервишскую, Причелекенскую, Северо-Губкинскую и Северо-Ливанов-

скую брахисинклинали различных размеров субширотного и северо-западного простираний. Размеры зоны 15—40 км по короткой оси и 220 км — по длинной. Келькорская зона, заполненная мощной (более 6 км) терригенной толщей кайнозойских пород, имеет максимальную амплитуду прогибания в районе Дервишской мульды. Здесь кровля отложений среднего плиоцена, по данным сейсморазведочных исследований, залегают на глубине 3300—3400 м. Она имеет асимметричное строение крыльев, крутое, чрезвычайно сложно построенное южное и сравнительно пологое простое северное крыло. Северное крыло в районе полуострова Дарджа по различным комплексам пород имеет различное строение. Нижние горизонты крыла, сложенные ниже- и среднеплиоценовыми комплексами пород (мощностью не менее 3 км) в 10—15 км к северу от оси прогиба по зоне регионального глубинного разлома контактируют с нижнемеловыми (неокомскими) известняками южного крыла Кубадаг-Большебалханских складчатых сооружений и далее они не прослеживаются (рис. 2). Верхние горизонты, сложенные надсреднеплиоценовыми образованиями мощностью 500—3300 м, простираются далеко на север (30—40 км) до северного крыла Куба-Дага и Большого Балхана. Отложения акчагыльского и апшеронского ярусов в районе Дарджинской ступени, облекая древний эрозионный рельеф поверхности юрских и меловых пород южного крыла и частично свод Куба-Дага и Большого Балхана, образует моноклираль, осложненную невысокими складками низшего порядка. Структурные скважины, пробуренные на Дарджинской ступени в 18—21 км от оси Келькорского прогиба на глубине 790 и 1230 м, вскрыли соответственно неокомские и титонские породы. В этом направлении с юга происходит полное выпадение из разреза отложений нижнего и среднего плиоцена мощностью более 3000 м. Таким образом, контур Западно-Туркменской впадины по среднеплиоценовым отложениям проходит по зоне регионального глубинного разлома и простирается значительно южнее контура впадины по верхнеплиоценовым и постплиоценовым комплексам пород.

Прибалхано-Апшеронская зона поднятий простирается с юга, параллельно Келькорской зоне прогибов. Протяженность туркменской части зоны 260 км при ширине 25—30 км. Она включает морские брахи-антиклинальные складки Ливанова, Губкина, Лаборатории аэрометодов Жданова, Причелекенскую и складки Западно-Туркменской низменности—Барса-Гельмес, Бурун, Небит-Даг, Монжуклы-Урунджук, Кара-Тепе, Кизылкум, Кум-Даг, Кобек, Сыртланлы, Боя-Даг, Куйджик и Эрдекли.

Прибалхано-Апшеронская зона прерывистых поднятий представляет собой внешний прибортовой пояс интенсивно дислоцированных складок Южно-Каспийской меговпадины. Она характеризуется резкой дифференциацией глубинного строения.

Поднятия рассматриваемой зоны в пределах Западно-Туркменской низменности образуют три линии: Ливаново-Каратепинскую — северо-западного, Кобек-Кизылкумскую — широтного и Сыртланлы-Эрдеклинскую — юго-западного направлений. Линии эти соответствующей длины 250, 40 и 60 км.

В строении складок рассматриваемой зоны установлены отложения палеогена, понтического яруса, красноцветной толщи, акчагыльского и апшеронского ярусов плиоцена, а также бакинского, хазарского и хвалынского ярусов постплиоцена суммарной максимальной мощностью более 6000 м. На поднятиях Челекен, Монжуклы, Боя-Даг и Сыртланлы обнажаются сильнодислоцированные породы среднего и верхнего плиоцена, а также постплиоцена. На Небитдагском поднятии обнажаются верхнеплиоценовые и постплиоценовые породы.

На поднятиях Котур-Тене, Урувджук, Кизылкум, Кара-Тене, Кум-Даг, Куйджик и Кобек обнажаются различные по возрасту породы постплигена. Остальные поднятия являются глубоко погруженными и погребены под морскими (новокаспийскими и континентальными) современными отложениями. Мощность неоген-четвертичных пород составляет от 2500 м на востоке до 5000 м и более — на западе.

По данным морских геофизических исследований и бурения установлено, что шарнир зоны поднятий по простиранию, резко ундулируя в пределах туркменской части, образует два участка приподнятого залегания красноцветных и подстилающих их отложений: Челекенский и Монжуклы-Сыртланлынский. От морской структуры им. 28 апреля, где красноцветные отложения залегают на глубинах 2000—2200 м, к Челекену происходит воздымание этих комплексов пород на 3000—3500 м. На Челекене обнажаются породы красной окраски мощностью 560 м. Челекенский и Монжуклы-Сыртланлынский участки приподнятого залегания доплиоценовых комплексов пород разделены глубоким Барса-Гельмесским депрессионным участком. В сводовой части Барса-Гельмесского поднятия кровля отложений красноцветной толщи залегают на глубине 2500—3100 м. Таким образом, поднятия Прибалхано-Апшеронской зоны занимают различные структурные положения и соответственно подвергнуты пликтивной и дизъюнктивной дислокации различной интенсивности.

Западную туркменскую часть Прибалхано-Апшеронской зоны поднятий (Ливано-Каратепинская линия) составляют морские складки: Причелекенская, Жданова, ЛАМ, Губкина, Ливанова и Западно-Ливановская.

На подводном склоне дна Каспийского моря к ЗСЗ от полуострова Челекен обнаружен и исследован ряд выходов коренных пород, приуроченных к грязевым вулканам: Ливанова, Губкина, Жданова, Новый грязевой вулкан (Соловьев, 1954) и банка ЛАМ (Мирошниченко, 1958). Этими исследованиями было установлено, что районам расположения перечисленных банок соответствуют погребенные поднятия, которые образуют с поднятиями Апшеронского архипелага единую зону складок.

Районы расположения грязевых вулканов в рельефе дна моря образуют широкие валообразные банки.

Морские сейсморазведочные работы МОВ последних десяти лет подтвердили данные исследований В. Ф. Соловьева, Кулаковой и Рихтера, Мирошниченко и др. Этими работами детально исследованы туркменская часть Прибалхано-Апшеронского порога и подготовлены к глубокому бурению на нефть и газ ряд высокоперспективных структур.

В изучении глубинного строения этого района принимали участие геологи и геофизики: С. П. Вартаков, Э. Х. Векилов, А. А. Гельганц, А. А. Гальперин, Э. Г. Данилов, Л. П. Коган, В. А. Корнев, Г. А. Кочарянц, И. П. Косминская, Я. Л. Маловицкий, Е. А. Николаев, Г. В. Стерлягова, И. И. Черновина, А. Ю. Юнов и др.

Морские структуры туркменской части Прибалхано-Апшеронской зоны в отличие от других складок расположены на едином крупном валообразном поднятии (основании). Пологая и широкая сводовая часть этого поднятия осложнена цепочкой из Ливановской, Губкинской и Причелекенской групп линейных складок.

Ливановская группа составляет самое западное окончание, включает Западно-Ливановскую, Центрально-Ливановскую, Восточно-Ливановскую и Бариновскую брахиантиклинальные структуры запад-северо-западного простирания. Протяженность этой линии складок около 50 км.

Центрально-Ливановское поднятие расположено в районе одноименного подводного грязевого вулкана. Оно оконтурено стратоизогипсой с

отметкой 1500 м, приуроченной к кровле красноцветной толщи. Размеры его — 2 км по короткой оси и 8 км — по длинной. Амплитуда подъема около 60 м. Углы падения на обоих крыльях поднятия — 5—6°. К юго-восточной части складки приурочен периодически действующий грязевой вулкан. В составе сопочной брекчии вулкана установлены плохо окатанные породы эоцена, олигоцена и красноцветной толщи, свидетельствующие о достижении корнем вулкана палеогеновых пород.

На юго-востоке, в 4 км от Центрально-Ливановского поднятия, расположена Восточно-Ливановская антиклиналь с амплитудой подъема 100 м. Размеры ее по замкнутой стратонизогипсе 1400 м составляют 2,5 км по короткой оси и 16 км — по длинной. Глубина залегания отложений красноцветной толщи в наиболее приподнятой восточной части свода составляет 1300 м. Углы падения пород на крыльях — около 3°.

К югу-востоку в 3 км от Восточно-Ливановской складки расположена сравнительно приподнятая по кровле красноцветной толщи структура Баринова амплитудой подъема 100 м. Красноцветные породы на своде залегают на глубине 1200 м. Размеры ее 2 км по короткой оси и 6 км — по длинной. Крутизна крыльев — 14° юго-западного и 7° — северо-восточного. Необходимо отметить, что на всех перечисленных поднятиях со стратиграфической глубиной увеличиваются углы падения пород на 5—10°. Отложения позднечетвертичного времени, залегающие до глубин 500—600 м от дна моря, почти не подвергнуты дислокации.

За пределами Ливановского звена поднятий на северо-восток и юго-запад происходит увеличение углов падения пород общего цоколя почти в два раза по всем горизонтам по сравнению с крыльями локальных складок.

В строении сводовых частей рассматриваемой группы складок по данным морских сейсморазведочных исследований принимают участие отложения красноцветной толщи мощностью 2800—3100 м и покрывающие их стратиграфические комплексы верхнего плиоцена и постплиоцена мощностью 1200—1400 м. Мощность последних значительно увеличивается за пределами локальных складок на склонах общего поднятия. Особенно большое увеличение намечается на юго-западном склоне. Это свидетельствует о том, что складки этого района начали формироваться со среднеплиоценового времени параллельно с накоплением осадков.

Губкинская группа поднятий примыкает к Ливановской с востока и представляет собой крупную складку, осложненную более мелкими поднятиями второго порядка. Длина складки 28 км, ширина — 6 км; амплитуда подъема кровли красноцветной толщи составляет 500—600 м. Крутизна северного крыла около 10—14° и южного — 8—11°. В нижней части разреза красноцветной толщи отмечается некоторое увеличение крутизны углов падения пород. Складка выполаживается в верхне-четвертичных отложениях.

Широкая сводовая часть складки осложнена куполами небольших размеров (1,5×2 км, 2×3,5 км). Из них наиболее приподнятым является восточный купол (3×4 км), где отложения красноцветной толщи залегают на глубине 800 м. На остальных куполах (1,5×2 км, 2×3,5 км) они залегают на глубине 900 м. Эти поднятия более низшего порядка разделены неглубокими (до 100 м) антиклинальными седловинами.

В сводовой части складки по длинной оси проходит крупная зона нарушения с амплитудой смещения пород красноцветной толщи до 500 м. Южное крыло складки по зоне разрыва опущено на 400—500 м. К разлому приурочен подводный грязевой вулкан.

Причелекенская группа включает поднятия Ждановское, ЛАМ и Причелекенское.

Ждановская антиклиналь кулисообразно примыкает с юга к восточной периклинали Губкинской складки и отделена от нее узкой неглубокой диагональной седловиной. Размеры ее по кровле красноцветной толщи составляют 4—5 км по короткой оси и 10—12 км — по длинной. Сводовая часть складки шириной 3—3,5 км и длиной 6—7 км характеризуется пологим залеганием пород верхней части красноцветной толщи (7—13°) и сильной разбитостью разрывами северо-западного и субмеридионального направлений. Один из крупных сбросов амплитудой в несколько сот метров проходит по южному крылу, а второй разбивает сводовую часть по короткой оси на два (восточный и западный) крупных блока, выраженных на структурной карте в виде самостоятельных сводов.

По данным сейсморазведочных работ (МОВ), на восточном блоке кровля красноцветных пород залегает на глубине 800 м, а на западном — 1100 м.

Наличие в пределах сводовой части обособленных блоков, разделенных сбросами, подтверждено картировочным бурением.

Анализ материалов картировочного бурения, аэрофотоснимков и сейсмических исследований показывает, что в районе банки Жданова намечается крупная воронка проседания, связанная с деятельностью грязевого вулкана.

В присводовой части южного крыла пробурены две поисковые скважины до глубины 3600 м. Они вскрыли отложения постплиоцена мощностью 650 м, верхнего плиоцена мощностью 430 м и красноцветной толщи — около 2400 м. Обе скважины по разлому (первая амплитудой около 400 м и вторая — 60 м) вскрыли породы нижней части верхнего красноцвета на почти одинаковой глубине — 1080 м.

Поднятие ЛАМ расположено к юго-востоку от Губкинской и юго-западу от Ждановской складок. От них она отделяется неглубоким узким прогибом широтного простирания. Складка простирается в субширотном направлении. Длина складки 17 км и ширина 3 км. В сводовой части ее отложения красноцветной толщи залегают на глубинах 1250—1400 м. Строение крыльев асимметричное: крутое (до 25°) — южное и значительно пологое (8—9°) — северное.

Длинная и широкая сводовая часть поднятия осложнена двумя (восточным и западным) куполами, разделенными диагональной зоной разрыва северо-восточного направления. По простиранию сводов обоих куполов также прослеживаются зоны разрывов.

Причелекенская складка представляет собой небольшое (2×3,5 км) куполовидное поднятие с амплитудой по кровле красноцветной толщи 150—200 м. Сводовая часть структуры построена относительно спокойно. Крылья и периклинали разбиты нарушениями субширотного и северо-западного направлений. Структура практически не отделена от восточной периклинали Ждановской и западной периклинали Челекенской антиклиналей какой-либо депрессией. Это типичное горстовое поднятие, образовавшееся на месте диагональной седловины, расположенной между Челекенской и Ждановской структурами. Глубина залегания отложений красноцветной толщи в сводовой части поднятия — 1000 м.

На юго-востоке морские структуры в районе полуострова Челекен переходят складки Западно-Туркменской низменности. Последние характеризуются чрезвычайно сложным геологическим строением по сравнению с морскими.

В пределах суши развиты различные по амплитуде подъема, размерам, морфологии строения, интенсивности роста, ориентации, дислокации, мощности и литолого-фациальной характеристике пород структуры.

Ливаново-Каратепинская линия поднятий Прибалхано-Апшеронской зоны на суше, с запада начинается Челекенской структурой, которая занимает наиболее высокое структурное положение и имеет самые большие размеры. Челекен отличается необычным для Прибалханских структур (СВ-ЮЗ) направлением простираия (рис. 4). Складка имеет

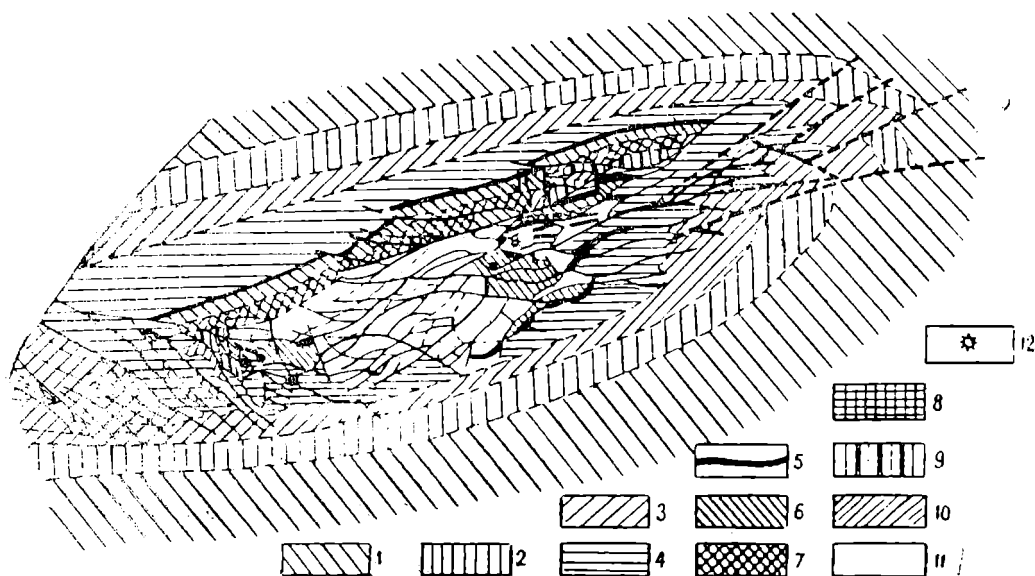


Рис. 4. Геологическая карта Челекена:

1—хвалы́нские отложения; 2—хазарские; 3—бакинские; 4—апшеронские; 5—красноцветные отложения; 6—куртепинский горизонт; 7—карагельский; 8—кошаюхсинский; 9—кутубурунский; 10—кишмишлинский; 11—кушкюзланский; 12—вулканы.

размеры: по короткой оси — 8—10 км, по длинной — 40 км. Она не заканчивается в пределах суши; ее юго-западное периклинальное замыкание по отложениям апшеронского и бакинского ярусов протяженностью 6 км находится под уровнем вод Каспия. С запада складка граничит с Причелекенской структурой, с востока — с узкой диагональной седловиной, отделяющей юго-восточное крыло от кулисообразно расположенной и глубоко погруженной Котур-Тепинской антиклинали, а с остальных сторон окружена глубокими депрессиями.

Строение крыльев асимметричное: крутое — юго-восточное (10—25°) и сравнительно пологое — северо-западное (5—15°).

В строении Челекенской структуры принимают участие отложения палеогена (вскрытой мощностью 1100 м), красноцветной толщи (2100—2500 м), акчагыльского (0—55 м), апшеронского (145—540 м), бакинского (140 м), хазарского (30—50 м) и хвалынского (170 м) ярусов. Породы хвалынского яруса максимальной мощности развиты в кратерных воронках грязевых вулканов.

Все перечисленные комплексы пород налегают друг на друга трансгрессивно, с угловыми и стратиграфическими несогласиями. Это характерно не только для данной площади, но и для поднятий Небит-

Даг, Монжуклы, Боя-Даг и Сыртланлы, расположенных восточнее Челекена. Несогласия отмечаются и внутри различных стратиграфических комплексов пород. Ряд небольших перерывов установлен внутри разреза красноцветной толщи: глубокие размывы и угловые несогласия отчетливо прослеживаются между породами акчагыльского яруса и подстилающими, акчагыльскими и апшеронскими, между породами нижнего и среднего, среднего и верхнего апшерона, апшеронским и бакинским ярусами и внутри разреза четвертичных пород. Угловое несогласие между породами среднего и верхнего апшерона, последний и бакинскими на всех структурах, где они выходят на поверхность, составляет 8—13°.

Сводовая часть и частично крылья Челекенской структуры осложнены тектоническими нарушениями, различными по амплитуде, возрасту и протяженности брахиантклиналиными и синклиналиными складками (1,2×2,7 км), куполами (до 0,3×0,6 км), зонами поражения грязевых вулканов и т. д.

Вся сводовая часть поднятия, особенно район развития песчано-глинистых пород красноцветной толщи, подвергнута интенсивной дизъюнктивной дислокации. Здесь развиты продольные (СВ-ЮЗ) и поперечные разрывы, которые образуют отдельные горсты, грабены и ступенчато опущенные блоки различных размеров. По зоне кулисообразно расположенных продольных разрывов, простирающихся по юго-восточной части свода, опущено южное крыло. Максимальная амплитуда продольных разрывов, развитых в основном в северо-восточной части складки, не более 320—350 м. Значительные по амплитуде (до 550—600 м) поперечные разрывы расположены на юго-западе структуры, за Алигулским массивом.

Для разрывов структуры, независимо от их амплитуды, характерно резкое затухание к крыльям и с глубиной. Амплитуды их, как правило, значительны в песчаных породах по сравнению с глинистыми. Разломы относятся к сбросовым, взбросовым и надвиговым типам.

В пределах сводовой части расположены действующие вулканы: Западный Порсугель и Розовый Порсугель, а также потухший вулкан Алигул. Они приурочены к тектонически напряженным участкам сводовой части. Вокруг жерл грязевых вулканов расположены воронки проседания.

Сопочное излияние грязевых вулканов происходило с различной интенсивностью на протяжении всего плиоценового и постплиоценового времени. В разрезах красноцветной толщи, апшеронского, бакинского, хазарского и хвалынского ярусов встречаются слои сопочной брекчии большой мощности. В составе сопочной брекчии встречаются огромные неокатанные глыбы юрских, меловых и палеогеновых пород, которые свидетельствуют о связи корней грязевых вулканов с мезозойскими отложениями.

По данным глубокого бурения и сейсморазведочных исследований (МРНП) установлено, что крутизна складки с глубиной увеличивается и углы падения слоев пород на крыльях достигают 30—45°.

При сопоставлении структурных схем, построенных по отложениям кровли красноцветной толщи и подстилающим (палеогеновым), отмечается смещение свода по нижнему этажу в северном направлении на 0,2—0,5 км. На больших глубинах (около 5 км), по данным МРНП, смещение свода складки увеличивается до 2,5 км.

Челекен по неоген-антропогеновому структурному этажу представляет собой унаследованную от мел-палеогенового структурного этажа складку, построенную по ранее заложенному плану. Зарождение ее произошло до начала среднелиоценового времени. Интенсивный рост

ее происходил в неогеновое (верхнеплиоценовое) и антропогеновое время. Параллельно с развитием складки происходило и образование разломов.

К востоку, в непосредственной близости от Челекена, расположено крупное (8×30 км) Котуртепинское поднятие, которое простирается в юго-западном направлении. К юго-востоку от Котур-Тепе расположено поднятие Барса-Гельмес. Оно кулисообразно примыкает к юго-восточному крылу Котур-Тепе и простирается в субширотном направлении.

Северное крыло Котуртепинской антиклинали осложнено поднятием более низшего порядка — Овал-Товал.

Поднятия Котур-Тепе, Овал-Товал и Барса-Гельмес являются глубоко погруженными поднятиями, где в наиболее приподнятых частях сводов отложения красноцветной толщи залегают на глубинах 1500—2500 м, а в отдельных частях сводов — 2800—3100 м. Эти поднятия разбиты густой сетью разрывных нарушений, главным образом, северо-западного направления. Встречаются разломы и субширотного направления, которые не играют доминирующей роли. Разломы образуют множество обособленных блоков различных размеров и разной (от нескольких до 600 м) амплитуды подъема.

В присводовой части северного крыла Котуртепинской и на своде Барса-Гельмесской антиклиналей бурением установлены погребенные грязевые вулканы. Пласты сопочной брекчии встречаются в отложениях красноцветной толщи ачкагыльского, апшеронского и бакинского ярусов, свидетельствуя о периодическом извержении грязевых вулканов.

На восток от Барса-Гельмесской погребенной складки расположено поднятия Небит-Даг, Монжуклы и Кара-Тепе, занимающие более высокое структурное положение по отношению к Котуртепинской группе. Небит-Даг и Монжуклы простираются в субширотном направлении, а Кара-Тепе — в юго-западном. Периклинальные части этих поднятий осложнены структурными формами более низшего порядка: Западный Монжуклы, Уруджук, Бурун.

Наиболее приподнятой структурой является Монжуклы, на своде которой обнажаются породы красноцветной толщи. На Монжуклы и Небит-Даге вскрыты подстилающие красноцвет отложения — понтические. В разрезах этих поднятий между различными стратиграфическими комплексами отчетливо прослеживаются длительные перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия, связанные с развитием структур. Глубина разрывов между породами среднего и верхнего апшерона, между последними и бакинскими на Монжуклы достигает несколько сот метров. На поверхности среднеапшеронских пород северного крыла Монжуклинской антиклинали можно наблюдать каньонообразную глубокую палеодолину (врез).

Поднятия Небит-Даг, Монжуклы, Кара-Тепе и осложняющие их структурные формы более низшего порядка разбиты разрывами широтного и северо-западного направлений. Широтный разрыв, разбивающий первые две структуры, является главным. На Западном Монжуклы он имеет в отложениях красноцветной толщи амплитуду более 1500 м, а на своде Монжуклы — 1000 м (южное крыло опущено). Он прослеживается на Небит-Даге, Монжуклы, Кум-Даге и далее продолжается на Кобек. Протяженность его более 70 км. Амплитуда разлома уменьшается к периклинальным частям складок. Главный Монжуклинский разлом отчетливо развивался в начале апшеронского времени. В среднеапшеронское время он имел амплитуду несколько сот метров.

В отличие от современного структурного плана в среднеапшерон-

свое время резкое, приподнятое положение, занимало южное крыло Мснжуклинской складки. Поэтому здесь отложения апшеронского яруса имеют сокращенную мощность на 500—600 м по сравнению с северным приподнятым крылом.

Северную линию Прибалханской зоны поднятий на востоке замыкает Каратепинская антиклиналь, расположенная на расстоянии 14—15 км к западу от выходов неогенских пород Малобалханской антиклинали Западно-Копетдагского антиклинория.

Кобек-Кизылкумская линия поднятий расположена южнее складок Мснжуклы и Кара-Тепе, отделяется от последних Северо-Кумдагской мульдой и Южно-Урунджукской седловиной. Поднятия этой линии (Кизылкум, Кум-Даг и Кобек) по размерам и амплитуде подъема значительно меньше поднятий северной и южной линий. По кровле залегания отложений красноцветной толщи Кум-Даг и Кизылкум являются сравнительно глубоко погруженными (1200—1800 м) поднятиями. На Кобеке эти отложения залегают на глубине 700 м.

Кум-Даг и Кобек разбиты дизъюнктивными нарушениями северо-западного направления. Максимальная амплитуда разломов — 250 м. Кизылкумская складка имеет более простое строение и не подвергнута дизъюнктивной дислокации.

Кобек-Кизылкумская линия поднятий погружается на запад в сторону Кизылкумской зоны прогибов Восточно-Каспийской ступени. На востоке Кобекская антиклиналь ближе подходит к северному крылу Сыртланлы. Их связывает разлом северо-западного направления, который идет со стороны Кум-Дага через Кобек на Сыртланлы.

Сыртланлы-Эрдеклинская (южная) линия Прибалхано-Апшеронской зоны поднятий простирается с востока до поднятия Куйджик в широтном направлении, затем постепенно сворачивает на юго-запад. На востоке она граничит с Данатинской межгорной депрессией, на юго-западе погружается в сторону Восточно-Каспийской ступени (восточная центроклиналь Кизылкумского прогиба), на юге сочленяется с Южно-Боядагской депрессией и на северо-западе — с узкой неглубокой Кумдагской гемисинклиналью. В 10—15 км юго-восточнее Сыртланлы расположена Обой-Данатинская горноскладчатая ветвь Копет-Дага, где выходят на поверхность породы нижнего и верхнего мела. Поднятия Тузлу-Чай Обой-Данатинской зоны, на котором вскрыты отложения мела на глубине 620—600 м, расположено всего на расстоянии 7—8 км от восточной периклинали Сыртланлынской антиклинали. Таким образом, поднятие Сыртланлы составляет самое восточное связующее звено в цепи Прибалханских складок с поднятиями Западного Копет-Дага.

Боя-Даг и Сыртланлы по отложениям верхнего плиоцена и антропогена образуют одну крупную антиклинальную структуру с двумя сводами — восточным и западным. Западная периклиналиная часть ее осложнена третьей, Куйджикской складкой. Протяженность этого звена поднятий — 30 км при максимальной ширине 6—7 км. Строение крыльев несколько асимметричное: крутое (30—40°) северное и сравнительно пологое (20—25°) южное. Эти поднятия отличаются от всех остальных поднятий Прибалханского района неглубоким залеганием меловых, палеогеновых и понтических отложений соответственно на глубинах 1050—1500—1200 и 600 и более метров.

На Сыртланлы и Боя-Даге на поверхность выходят отложения красноцветной толщи в 300 и 100 м соответственно. Здесь обнажаются также верхнеплиоценовые и постплиоценовые отложения, которые залегают друг на друге резко трансгрессивно с большими угловыми и (местами) азимутальными несогласиями. Перерывы в осадконакопле-

нии имеются внутри разрезов всех стратиграфических комплексов пород, принимающих участие в строении поднятий. Длительный перерыв в осадконакоплении отчетливо фиксируется между отложениями нижнего мел-палеогенового и верхнего неоген-антропогенового структурно-формационного этажей. В пределах сводовых частей Сыртланлы и Боя-Дага поверхность верхнемеловых отложений покрывают породы плиоцена.

При анализе мощностей неогеновых (плиоценовых) и антропогеновых отложений Прибалханского района устанавливается, что с запада на восток в сторону Западного Копет-Дага происходит сокращение мощности и изменение литолого-фациальных особенностей, красноватой толщи и акчагыльского яруса. Мощность отложений красноватой толщи, на западе достигающая около 2500 м, к востоку сокращается, составляя на Сыртланлы 700—800 м. Далее на восток она уменьшается до 500—600 м. Мощность отложений акчагыльского яруса, составляющая на Челекене 50—80 м, на востоке увеличивается и достигает 150—300 м, а на крыльях Малого Балхана и Данаты — до 500 м. При этом происходит увеличение песчанистости и огрубение отложений акчагыльского бассейна. Таким образом, в развитии двух смежных стратиграфических комплексов в пределах одного района мы наблюдаем диаметрально противоположные закономерности — одни увеличиваются в мощности в западном, другие — в восточном направлении.

Боядаг-Сыртланлинская антиклиналь разбита густой сетью разрывов меридионального, северо-восточного и северо-западного направлений. Встречаются единичные разрывы субширотного простирания. Меридиональными разломами разбита западная часть складки (Боя-Дас), северо-восточными — седловина между двумя сводами, а восточный свод (Сыртланлы) — разрывами всех трех направлений. Амплитуда разрывов не превышает 120—150 м. Три разрыва максимальной амплитуды развиты на Сыртланлы. Они простираются в северо-западном направлении, разбивая свод на три сравнительно крупных диагональных блока. По главному западному разрыву восточная (наиболее приподнятая) часть складки разорвана и сдвинута на северо-запад на 1,3—1,4 км. Смещение восточного свода привело к тому, что по этому сбросо-сдвигу с запада осевая линия общей складки контактирует с южным крылом восточного свода. Такое смещение происходило в конце апшеронского и бакинского времени. Разрывы северо-западного направления восточного свода в пределах складки не затухают и прослеживаются на поднятии Кобек. Не исключено, что они на юго-востоке достигают поднятия Тузлу-Чай.

К Боя-Дагским разрывам приурочены огромные нески древних источников, останцы уплотненных пород и различные по размерам и форме грифоны. К линиям некоторых нарушений приурочены небольшие купола, чаши и огромные отторженные глыбы конгломератов, состоящих исключительно из известняков и алевролитов неокома. В западной части Боя-Дагского свода, недалеко от нески Кара-Бурун, расположен, по-видимому, погребенный древний грязевой вулкан, который существовал в понтическое и раннее среднеплиоценовое время. Корни многих разрывов связаны с понтическими и подстилающими их мел-палеогеновыми комплексами пород.

Все геологические данные свидетельствуют о том, что здесь также, как и на Челекене, неоген-антропогеновая складка унаследована от нижнего мел-палеогенового этажа (складчатого). Это подтверждают вскрытые на небольшой глубине (—1000—1500 м) аномально высокие температуры вод, которые поступают, несомненно, по разло-

мам с больших глубин, а также газ и нефть, мигрировавшие по тем же каналам на протяжении всего плиоценового и постплиоценового времени за счет разрушения залежей, формировавшихся в доплиоценовое время в ловушках подстилающих отложений. Таким образом, развитие складки охватывает широкий геологический диапазон времени. Процесс развития начал происходить, по-видимому, с палеогенового времени и продолжался на протяжении всего неогена и антропогена различными темпами на фоне интенсивного прогибания всей Западно-Туркменской впадины.

Поднятия Куйджик и Эрдekli, расположенные юго-западнее Боядаг-Сыртланлы, представляют собой небольшие по амплитуде и размерам складки. Размеры и высота поднятий Прибалхано-Апшеронской зоны приведены в табл. 1.

Таблица 1

Размеры и высота поднятий Прибалхано-Апшеронской зоны

Складки	Размеры, км*			Крутизна крыльев, градусы		Залегания кровли отложений красной толщи на своде, м
	длина	ширина	высота	северное	южное	
Центрально-Ливановская	8	2	0,06	5	6	—1500
Восточно-Ливановская	16	2,5	0,1	3	3	—1400
Баринова	6	2	0,1	7	14	—1200
Губкинская	28	6	0,5—0,6	10—14	8—11	—800
Жданова	12	5	0,4	14	7	—800—1100
ЛАМ	17	3	0,3	9	25	—1200
Причелекенская	4	2	0,2	6	4	—1000
Челекенская	40	9	1,7	5—15	10—25	+650
Котуртепинская	30	8	0,7	5	8—10	—1500
Овал-Товалская	10	3	0,1	6	3	—2800
Барса-Гельмесская	16	6	0,3	12	10	—2500
Небитдагская	17	6	1,2	10	20	—400
Монжуклынская	14	6	1,2	25	15	+165
Каратепинская	10	5	0,3	3	6	—1100
Кумдагская	10	4	0,4	3	7	—1200
Кизылкумская	12	4	0,2	2	5	—1800
Кобекская	5	3	0,3	4	3	—700
Сыртланлинская	14	6	0,9	30	20	+300
Боядагская	16	6	0,7	30—40	20—25	+100
Куйджикская	4	2	0,06	2	4	—1100
Эрдekliнская	7	3	0,2	(северо-западное)	(юго-восточное)	—2500

* Размеры складок по кровле красной толщи.

Гограньдаг-Чикишлярская ступень расположена между Прибалхано-Апшеронской с севера, Мессерьянской с востока, Восточно-Каспийской с запада ступенями. С юга ступень граничит с Горганским прогибом, расположенным перед Эльбурс-Аладагской складчатой системой. Ступень, занимающая значительную территорию юго-западной части Западно-Туркменской низменности, простирается с севера от песков Кизылкумы на юг за пределы государственной границы с Ираном. Протяженность с севера на юг более 200 км и с запада на восток 45—70 км.

Глубинное строение юго-западной части Западно-Туркменской низменности в целом по сравнению с Прибалханским и Мессерьянским

районами характеризуется значительным погружением (более 6 км) поверхности меловых и палеогеновых отложений, развитием глубоко погруженных, сравнительно пологих и простых структурных форм.

В пределах Гограньдаг-Чикишлярской ступени, по данным сейсмо-разведочных исследований и бурения, в неоген-антропогеновом структурном этаже выделяются Гограньдаг-Окаремская зона поднятий и Шахманская зона прогибов (синклинальных складок).

Шахманская зона прогибов простирается в субмеридиональном направлении и отделяет Мессерианскую зону поднятий и складки северо-западной части Копет-Дага от Гограньдаг-Окаремской зоны. Она включает Южно-Боядагскую, Восточно-Бугдайлинскую, Северо-Шахманскую и Южно-Шахманскую синклинали, разделенные невысокими антиклинальными седловинами и террасообразными выступами.

По данным сейсморазведочных исследований и бурения, они имеют различные амплитуды прогибания (от 1900 м в мульде Южно-Шахманской синклинали до 2800 м — в Южно-Боядагской по кровле красной). На юге Шахманская зона на широте поднятий Индерлан центрально-клиналино замыкается, и Гограньдаг-Окаремская зона поднятий непосредственно сочленяется с южной частью Мессерианской зоны.

В геологическом строении Шахманской зоны принимают участие терригенные породы палеогена и антропогена мощностью 3600—5500 м. С запада, в сторону восточного борта, мощность этих комплексов значительно сокращается. Особенно резкое сокращение палеогеновых пород происходит вдоль глубинного Гекча-Шорджинского разлома, отделяющего Гограньдаг-Чикишлярскую ступень на юге от Мессерианской ступени, а на севере — от северо-западной части Копет-Дага. Глубинный разлом простирается параллельно восточному борту Шахманской зоны. Значительное сокращение мощности осадков (на 1,5—2 км) происходит по осевой части синклинальной зоны в южном направлении. В районе Южно-Шахманской синклинали поверхность мел-палеогеновых отложений залегает на глубине 3600—4000 м. По глубинному сейсмическому профильному разрезу Порсу—Шахман Южно-Шахманская синклиналь по неоген-антропогенному этажу представляет собой новообразованную наложенную синклиналь на наклоненную на запад моноклинал мел-палеогеновых пород, воздымающуюся в восточном направлении. Мульда верхнего структурного этажа по отношению к мел-палеогеновой мульде смещена на северо-восток на 16—17 км.

Гограньдаг-Окаремская зона поднятий включает поднятия: Гогрань-Даг, Карадашлы, Экиз-Ак, Бугдайли, Камышджа, Акмая, Шахман, Чухур-Куи, Хан-Куи, Окарем, Миассер, Ак-Эсер, Порсу, Чайнок, Сыртлаи, Индерлан, Кавыл, Кеймир, Адам-Кудук, Чикишляр, Аджи-Яб, Гасан-Кули и Чалаюк. Протяженность ее 190 км при ширине 40—55 км. В пределах рассматриваемой зоны выделяются: Северная группа поднятий, Камышджа-Адамкудукская, Миассер-Порсинская, Акмая-Гасанкулийская, Бугдайли-Шахманская, Кавыл-Индерланская линии поднятий.

Северная группа включает Гогрань-Даг, Карадашлы и Экиз-Ак, простирающиеся в СВ-ЮЗ направлении. Это крупные, глубоко погруженные поднятия. Гогрань-Даг представляет собой по отложениям красноцветной толщи куполовидное поднятие с широким сводом, крутым северо-западным и сравнительно пологим восточным крыльями. Размеры ее 13 км по короткой и около 22 км по длинной оси. Глубина залегания отложений красноцветной толщи в сводовой части 1700—

1800 м. На поверхности отложений хвалынского яруса, в северо-восточной части свода, прослеживаются продольные линии нарушений.

К юго-восточной части свода приурочен самый крупный потухший грязевой вулкан. В ядре конуса выступает уплотненная сопочная масса, внедренная в хвалынские породы. Ее окаймляют круто падающие пласты (45—60°) хвалынского яруса. Основная масса сопочных пород сложена из осадков верхнего мела и свидетельствует о расположении очага вулкана в мезозойских отложениях.

На юго-западном продолжении Гогрань-Дага расположена брахиантиклинальная складка Карадашлы*, отделенная от первой неглубокой седловиной. Размеры и высота складок Гограньдаг-Чикишлярской ступени приведены в табл. 2.

Таблица 2

Размеры и высота складок Гограньдаг-Чикишлярской ступени

Складки	Размеры*, км			Крутизна крыльев, градусы		Залегания кровли красноцветной толщи на своде, м
	длина	ширина	высота	северо-западное	юго-восточное	
Гограньдагская	22	13	0,3	6	3	—1700
Экиз-Акская	23	8	0,2	4	4	—1800
Карадашлинская	30	12	0,2	7	4	—1800
Камышджинская	30	10	0,5	12	7	—900
Акмаинская	12	8	0,15	4	2,5	—1300
Шахмагская	18	7	0,1	6	10	—1500
Окаремская	48	10	0,55	12	10	—900
Адам-Кудукская	17	7	0,1	3—4	2	—1300
Чухуркуинская	13	4	0,1	3	4	—1400
Ханкулийская	21	6	0,11	3	5	—1500
Миассерская	15	6	0,1	2	5	—1400
Ак-Эсерская	19	7	0,1	2	1	—1400
Порсунинская	16	6	0,15	5	7	—1350
Кавылская	24	7	0,1	4	1	—1300

* Размеры складок по кровле отложений красноцветной толщи.

Бурением структурных и глубоких скважин на Карадашлы какие-либо разрывы не выявлены. Свод складки по нижним горизонтам красноцветной толщи смещен к востоку на 1200 м по отношению к своду складки по верхним горизонтам. Максимальная мощность красноцветных отложений составляет 2800 м, мощность пород акчагыльского яруса — 100 м, апшеронского — 1000—1100 м и четвертичных отложений — 600—700 м. Увеличение мощности пород происходит от свода к крыльям складки.

В 7 км к юго-востоку от Гогрань-Дага параллельно простирается Экиз-Акская брахиантиклинальная складка.

Поднятия северной группы Гограньдаг-Чикишлярской ступени имеют почти одинаковые мощности стратиграфических комплексов и литолого-фациальные характеристики. Этот район совместно со смежной восточной депрессионной зоной составляет своеобразный участок ступени, который отличается значительно слабой дифференциацией глубинного строения, развитием крупных глубоко погруженных, не разбитых сильно нарушениями структурных форм. Эта часть, по-видимому, отделена от южной части ступени, где развиты меридио-

* По данным исследований МОВ 1968 г. Карадашлы является юго-западной периклиналью поднятия Гогрань-Даг.

нальные линии складок, субширотным доплиоценовым разломом, простирающимся к северу от поднятий Камышлджа и Бугдайли.

Камышлджа-Адамкудукская линия простирается вдоль береговой линии и включает, кроме двух перечисленных поднятий, Окарем, Кеймир и Чикишляр. Камышлджа представляет собой брахиантиклинальную складку, вытянутую с северо-востока на юго-запад. Длина складки 30 км, ширина — 10 км, высота — 500 м, северо-западное крыло имеет крутизну 10—12, юго-восточное — 7—8°.

В своде складки обнажаются сильно дислоцированные (15—17°) породы бакинского яруса, разбитые разрывами субмеридионального направления. К этим разрывам приурочены останцы, битуминозные и осерненные породы, тектоническая брекчия и потухшие грифоны. Западные блоки по этим разрывам опущены. Бурением структурных и глубоких скважин разрывы в более древних комплексах пород не установлены. Прослеживаемые на своде разрывы с глубиной затухают. На своде складки отложения красноцветной толщи залегают на глубине 900—1000 м. Покрывающие их отложения акчагыльского (60 м), апшеронского (580—700 м) и бакинского (380—450 м) ярусов, вместе взятые, имеют в два раза меньшую мощность по сравнению с этими же отложениями северной группы поднятий Гограньдаг-Чикишлярской ступени.

В 20—25 км южнее Камышлджи расположено наиболее крупное в пределах Гограньдаг-Чикишлярской ступени поднятие Окарем, простирающееся в субмеридиональном направлении. В своде складки обнажаются слабодислоцированные породы бакинского яруса, разбитые разрывами субмеридионального направления. Под ним вскрыты терригенные породы апшеронского и акчагыльского ярусов соответственно мощностью 350—400 и 70—100 м и породы красноцветной толщи мощностью более 2300 м.

На западном крыле структуры расположен действующий грязевой вулкан Гек-Патлаух. На южной периклинальной части складки сейсморазведочными исследованиями установлена огромная (3×4 км) погребенная кратерная воронка древнего грязевого вулкана. Южнее воронки расположены два поднятия, фиксированные в отложениях красноцветной толщи, которые, по-видимому, являются либо останцами кратерного вала, либо приразломными структурами более низкого порядка, образование которых, возможно, связано с внедрением сопочной брекчии. В южном и северном направлениях складка погружается очень плавно. На продолжении оси складки к югу находятся слабо выраженные невысокие поднятия Кеймир, Адам-Кудук и Чикишляр. Они расположены на едином крупном валообразном основании. По стратизогиipse 1500—1600 м кровли красноцветных пород крылья этих поднятий не разделены.

На Адам-Кудукском поднятии проведено структурное и глубокое бурение. Здесь установлены те же стратиграфические комплексы, что на Окареме и Камышлдже. Мощность надсреднеплиоценовых пород сводовой части складки увеличивается на 300—400 м по сравнению с разрезами Окарема и Камышлджа и соответственно погружается кровля красноцветной толщи. Складка разбита разрывами небольшой амплитуды.

Результаты бурения на Адам-Кудуке и других поднятиях показывают, что структурные планы различных стратиграфических горизонтов не совпадают, и происходит изменение направления простирающихся осевых линий.

В пределах рассматриваемых поднятий расположены грязевые вулканы: Кеймирская группа, Тюнукли (потухший), Ак-Патлаух, Чи-

кишляр и Кипящий Бугор. Южнее, за пределами государственной границы с Ираном, находятся вулканы Гюмиш-Тепе и Нефтелджа, а севернее Кеймирской складки — Окарем (погребенный), Геок-Патлаух и Камышлджа. Все они приурочены к узкой меридиональной зоне, на которой расположены поднятия Камышлджа-Адамкудукской линии.

В разрезе плиоценовых и постплиоценовых отложений установлены пласты сопочной брекчии.

Как вулканы, так и линии поднятий приурочены к региональной меридиональной зоне разлома, которая формировалась в плиоценовое время.

Миассер-Порсинская линия складок, включающая поднятия Миассер-Порсу и Ак-Эсер, расположена восточнее Кеймирской и Адамкудукской антиклиналей и простирается параллельно им. Морфология перечисленных поднятий, размеры, высота, гипсометрические отметки кровли красноцветных отложений в сводовых частях почти одинаковы. С запада и востока этой линии поднятий расположены отрицательные структурные формы небольшой глубины. Своды Порсинской и Миассерской антиклиналей разбиты субмеридиональными разрывами. К Порсинской складке приурочен действующий грязевой вулкан.

Весьма интересным структурным элементом является Акмая-Гасанкулийская линия четко видных поднятий. Простираясь строго на юг, оно включает складки: Акмая, Чухур-Куи, Хан-Куи, Чайнок, Гасан-Кули и Аджи-Яб. Они составляют идеальную меридиональную линию протяженностью более 100 км. С востока к ней примыкает Южно-Шахманская синклиналь. По морфологии, ориентации и расположению эта линия поднятий напоминает приразломные складки платформенных областей Восточной Туркмении. Рассматриваемая линия приурочена к крупному разлому. Глубинные сейсмические исследования (Б. Т. Курбанов, Р. В. Гавшин) этого района подтверждают наличие разломов, которые фиксируются в отложениях нижнего (мел-палеогенового) и частично верхнего структурного этажа.

В районе поднятий Кавыл и Аджи-Яб, примыкающих к Гекча-Шорджинскому глубинному разлому, Миассер-Порсинская, Акмая-Аджибская и Индерлан-Кавылская линии поднятий с севера на юг сгущаются. Это связано с тем, что разломы, к которым приурочены линии поднятий, сливаются в этом районе с упомянутым глубинным разломом. Поэтому на этом участке Гограньдаг-Чикишлярская ступень не разделена от Мессерианской прогибом, как в северной части. Подавляющее большинство поднятий Гограньдаг-Чикишлярской ступени приурочено к линиям разломов и генетически с ними связано.

По данным сейсмических исследований и бурения в пределах Гограньдаг-Чикишлярской ступени выделяются две параллельные крупные меридиональные линии разломов: Камышлджа-Адамкудукская и Акмая-Гасанкулийская, которые образуют огромный горст. С севера этот горст ограничен предполагаемым Камышлджа-Бугдайлинским разломом ЮЗ-СВ направления.

Мессерианская ступень. Складки мессерианской ступени расположены в юго-восточной части Западно-Туркменской низменности. На западе ступень сочленяется с южной частью Гограньдаг-Чикишлярской ступени, на юге — плавно погружается в Гограньский предгорный прогиб и на востоке граничит с антиклинорием Западного Копет-Дага. Ступень простирается с северо-востока на юго-запад более чем на 120 км.

К Мессерианской ступени с востока примыкают Калаус-Аладагская, Аджикуинская и Сангудагская зоны поднятий и Арпаклинская и Сумбарская зоны синклинальных складок Западного Копет-Дага.

В строении ступени установлены терригенные отложения мела — аптского, альбского, сеноманского, туронского, коньякского, карбонатных — сантонского, кампанского, маастрихтского и датского ярусов максимальной мощностью около 3000 м, терригенные и карбонатные отложения палеогена (палеоцен, эоцен и олигоцен) мощностью 0—1300 м, неогена — тарханского, чокракского, караганского, конкского горизонтов и сарматского ярусов — 0—600 м, терригенные отложения красноцветной толщи — 0—200 м, акчагыльского и апшеронского ярусов — 100—800 м, бакинского, хазарского и хвалынского ярусов постплиоцена — 20—580 м. В разрезе перечисленных комплексов пород отчетливо прослеживается ряд длительных перерывов в осадконакоплении.

С запада в сторону Мессерианской ступени происходит региональное воздымание мезозойской ложи и резкое сокращение отложений плиоцена и постплиоцена. В пределах значительной части ступени из разреза полностью выпадают отложения красноцветной толщи среднего плиоцена, которые в смежной Гограньдаг-Чикишлярской ступени имеют мощность около 3000 м. Значительно сокращаются отложения апшеронского и бакинского ярусов.

В строении Мессерианской ступени по характеру дислокации и истории развития четко выделяются два структурно-формационных этажа: нижний — сложно построенный, древний — мел-палеогеновый, сложенный плотными породами, и верхний — унаследованный слабодислоцированный неоген-антропогеновый, сложенный сравнительно малоуплотненными породами. Породы неогена с большими углавыми и азимутальными несогласиями залегают на различных горизонтах мела и палеогена. На сводах некоторых поднятий, на небольших глубинах (125—500 м), под отложениями верхнего плиоцена вскрываются породы нижнего сеномана и альба. Наиболее высокое структурное положение меловое ложе занимает в северной части ступени. На юге оно погружено на глубину 1500—2000 и более метров.

С запада и востока Мессерианская ступень ограничена разломами. В ее пределах расположены поднятия: Западный Ала-Даг, Мессериан, Мешхед, Рустам-Кала, Изат-Кули, Даяндык, Мадау, Бенгуван, Кизыл-Атрек, Гекча, Тоголок, Кошаджа-Куи, Гельгурден, Каялджа, Невчайтаг и др.

Глубинное строение Мессерианской ступени в целом слабо изучено. Сравнительно подробно структурным бурением исследованы поднятия северной части. Южная, сравнительно погруженная часть ступени, исследована геофизическими методами (МОВ, КМПВ) и редкими структурными скважинами.

Более подробную информацию имеем о строении верхнего структурного этажа. Ввиду плохого качества получаемых сейсмических материалов с нижнего этажа складчатости эта область остается пока малоизученной. Поэтому нет возможности выделить в этом районе отдельные тектонические линии или зоны складчатости.

Подробное описание строения Мессерианской ступени изложено в работах М. К. Мирзаханова (1964, 1968).

Строение сверхглубоких горизонтов Западно-Туркменской впадины

По данным гравиметрической съемки, в пределах Западно-Туркменской низменности и прилегающей акватории Южного Каспия выделяются две крупные гравитационные аномалии, отражающие физическое строение масс геосинклинального основания. Северной части соответствует замкнутый крупный Прибалханский минимум силы

тяжести овальной формы северо-западного направления. На юге простирается региональный Южно-Каспийский гравитационный максимум, протягивающийся далеко на восток до складчатых сооружений Копет-Дага.

Прибалханский минимум охватывает Прибалхано-Аншероновую ступень, незначительные северные части Восточно-Каспийской и Гограньдаг-Чикишлярской ступеней. Южно-Каспийский максимум занимает почти всю территорию Восточно-Каспийской, значительную часть Гограньдаг-Чикишлярской и Мессерианской ступеней.

Прибалханскому минимуму соответствует глубокая депрессия земной коры, где мощность сравнительно рыхлых осадочных образований достигает 30 км.

По данным обработки материалов региональных сейсмических профилей (КМПВ и ГСЗ), земная оболочка в пределах Прибалханского района состоит из «базальтового» слоя мощностью 28—30 км и осадочного чехла — 27—30 км. Поверхность МОХО здесь погружена на глубину 55—60 км. К северу от оси депрессии в районе Куба-Дага и Большого Балхана участвует и «гранитный» слой мощностью 10—15 км, который на юге полностью выклинивается. Сравнительно резкое выклинивание «гранитного» слоя происходит в зонах сочленения антиклиналей Большого Балхана и Куба-Дага с Прибалханской ступенью. Эти крупные структурные элементы сочленяются по серии глубинных разломов ЮВ-СЗ направления, прослеживающихся почти параллельно южным крыльям Куба-Дага и Большого Балхана. Они образуют погребенную, ступенчато опускающуюся на юго-запад систему блоков. Севернее зоны сочленения развит континентальный, южнее — субокеанический типы разрезов коры. В районе Большого Балхана мощность осадочного чехла около 10 км, а севернее (10—20 км), на Красноводском полуострове, она составляет 1—3 км. Таким образом, устанавливается, что в сторону Туранской элигерцинской платформы от альпийской геосинклинальной области происходит выклинивание осадочных образований, а в диаметрально противоположном направлении выклиниваются полностью «гранитный» и частично «базальтовый» слои.

Характер гравитационного и магнитного полей, а также огромная мощность осадочных образований показывают, что Прибалханский район представляет собой мобильный участок земной коры, испытывающий на протяжении длительно геологического времени (мезокайнозойское) устойчивое прогибание. Он расположен между стабильными структурными элементами: элигерцинской платформой с севера и Южно-Каспийским срединным массивом.

В пределах Восточно-Каспийской ступени, к которой приурочен крупный Южно-Каспийский гравитационный максимум, земная кора имеет типичный субокеанический разрез. Здесь осадочные образования мощностью 15—20 км залегают непосредственно на «базальтовом» слое сравнительно небольшой (5—10 км) мощности. По мнению Б. А. Харикова (1964), континентальная кора, которая здесь ранее имела место, очевидно, претерпела качественное изменение в результате частичной денудации «гранитного» слоя и в определенной мере базальтификации ее.

Глубинные сейсмические разрезы (КМПВ, ГСЗ, МОВ) показывают, что в пределах Восточно-Каспийской ступени подкоровая масса, «базальтовый» слой и покрывающие породы палеозоя (?) залегают неглубоко (10—25 км) по сравнению с Гограньдаг-Чикишлярской и Прибалханской ступенями. Это воздымание, затрагивающее и мезозойские

комплексы пород, происходит по серии глубоких, длительно развивающихся глыбовых разломов.

Анализируя крупные угловые несогласия, установленные сейсмо-разведочными исследованиями в глубоких горизонтах (4,5—5 км) южной части Гограньдаг-Чикишлярской ступени, Ю. Н. Годин (1957) отмечает, что эти данные проливают свет и на возможное объяснение Кеймисро-Чикишлярского гравитационного максимума, который образует восточную периферийную часть крупной Южно-Каспийской аномалии, по-видимому, отражающей подъем более глубоких горизонтов мезозоя и палеозоя к западу.

Плотные массы палеозоя и нижние слои земной коры воздымаются и в пределах Мессерлианской ступени. Здесь глубина залегания палеозойских пород составляет не более 8—10 км. Следует отметить, что разрез земной оболочки в этом районе в отличие от района акватории Юго-Восточного Каспия имеет континентальный облик. Таким образом, в пределах Западно-Туркменской впадины в сторону Восточно-Каспийской ступени намечается резкое увеличение мощности слабоуплотненных осадочных образований неогена и антропогена с одной стороны, а с другой, — такое же резкое сокращение мощности слоев плотных масс нижней части земной коры.

Характер гравитационной аномалии, развитие пологих, валообразных, сравнительно молодых поднятий в верхнем структурном этаже, которые резко отличаются от поднятий других зон впадины, свидетельствуют о наличии в районе юго-восточной части Восточно-Каспийской ступени интрагеоантиклинали.

Глубинные разломы и их отражение в осадочном чехле впадины

Крупные структурные элементы Западно-Туркменской впадины разделены древними глыбовыми региональными и глубинными разломами. Сочленение впадины с окружающими горноскладчатыми сооружениями Куба-Дага, Большого Балхана и Западного Копет-Дага, как было отмечено, происходит по таким же разломам. В пределах каждой структурной единицы прослеживаются сравнительно меньшие по протяжению, глубине заложения и возрасту разломы, приуроченные к определенным складчатым зонам. Встречаются разрывы мелкие, локального характера, с небольшой амплитудой.

В пределах рассматриваемой территории развиты: Копетдаг-Дарджинский, Шорджа-Гекчинский, Прибалхано-Апшеронский, Гограньдаг-Чикишлярский, Зирик-Чадский и Гасанкули-Наримановский глубинные и региональные разломы.

Копетдаг-Дарджинский разлом, простираясь с юго-востока на северо-запад, имеет протяженность в несколько сот километров. Он отделяет такие крупные структурные элементы, как Предкопетдагский краевой прогиб от Копетдагского антиклинория; краевую Большебалханскую антиклиналь и Кубадагский платформенный выступ от Западно-Туркменской впадины и далее на северо-западе — Южно-Каспийскую впадину от Среднекаспийской.

В юго-восточной части, в районе антиклинория Западного Копет-Дага, разлом носит надвиговый характер, а в северо-западной части (в районе полуострова Шорджа и г. Небит-Дага) — сбросовый. История развития этого глубинного разлома относится к мезозойскому и, возможно, к более раннему геологическому периоду. Территория современного Копет-Дага и краевого прогиба, расположенная на востоке вдоль разлома, испытывала в течение юры, мела, палеогена и частично неогена интенсивное прогибание. В конце палеогенового и в нача-

ле неогенового времени территория Западного Копет-Дага изменяет знак колебательных движений, подвергается инверсии и образуются горноскладчатые сооружения. Прогиб продолжает опускаться и в наши дни. В северо-западной части Копетдаг-Дарджинского глубинного разлома блоковые подвижки земной коры по разлому происходили в противоположном по отношению к юго-восточной части направлении. С конца мелового и палеогенового времени район Большого Балхана начал интенсивно воздыматься, а прилегающая к разлому с юга Западно-Туркменская впадина, находившаяся, по-видимому, до конца палеогенового времени в сравнительно приподнятом положении, начала интенсивно погружаться.

Северо-западная часть горноскладчатых сооружений Западного Копет-Дага и Мессерианская ступень от Западно-Туркменской впадины отделяются Шорджа-Гекчинским глубинным разломом субмеридионального направления. На севере этим разломом резко обрываются юго-западные периклинальные части антиклиналей: Малого Балхана, Тузлу-Чая, Суйджи и Зирика Западного Копет-Дага и Западного Ала-Дага Мессерианской ступени. Продолжение последних четырех поднятий не прослеживается в Шахманской зоне прогибов, примыкающей с запада к упомянутым линиям складок. Шахманский прогиб Гограньдаг-Чикишлярской ступени имеет субмеридиональное простирание, почти перпендикулярное к направлению простирания складок Западного Копет-Дага.

Складки Мессерианской ступени с востока от горноскладчатых сооружений Копет-Дага отделены Зирик-Чадским разломом субмеридионального направления.

К Гограньдаг-Чикишлярской и Прибалхано-Апшеронской ступеням приурочены одноименные региональные разломы. В отличие от выше рассмотренных, эти разломы приурочены к области накопления колоссальной мощности неоген-четвертичных отложений.

К югу от Прибалхано-Апшеронского и к западу от Гограньдаг-Чикишлярского разломов происходит резкое возрастание мощностей верхнеплиоценовых и постплиоценовых отложений.

В Западно-Туркменской впадине в развитии неоген-антропогеновых отложений устанавливается определенная закономерность, связанная тесным образом с глубинными разломами. За разломами, опоясывающими впадину, неоген-антропогеновые отложения имеют мощности не более 1000—1500 м. В пределах Прибалхано-Апшеронской и Гограньдаг-Чикишлярской ступеней, расположенных южнее и западнее этих разломов, мощность неогена и антропогена 3—5 км, а еще западнее, во внутренней части впадины в пределах Восточно-Каспийской ступени — более 6—7 км. Таким образом, зоны глубинных разломов контролировали распределение осадков неогеновых и антропогеновых бассейнов.

По глубинным разломам Западно-Туркменской впадины, как правило, четко определяются границы (контуры) выделенных нами ступеней. Несмотря на это, при составлении схемы тектонического районирования границу современного структурного строения между Восточно-Каспийской ступенью и Прибалхано-Апшеронской и Гограньдаг-Чикишлярской ступенями мы провели не по линии разломов, а по крыльям зон поднятий, обращенным в сторону внутренней части впадины. Это вызвано тем, что нельзя делить зоны и локальные поднятия, приуроченные к глубинным и региональным разломам, по осям на две части, так как последние будут соответствовать различным структурным элементам.

Необходимо еще раз отметить, что к региональным разломам при-

урочены грязевые вулканы, корни которых связаны с мезозойскими и, возможно, более древними образованиями. Слои сопочных брекчий, развитые в разрезе осадочного комплекса, свидетельствуют о том, что в пределах Западно-Туркменской впадины грязевые вулканы уже извергались в среднеплиоценовое (красноцветное) время. Естественно, в век накопления красноцветной толщи уже развивались и глубинные разломы.

Анализ богатого фактического материала показывает, что глубинные и региональные разломы являются естественными границами между крупными структурными элементами; с ними связаны изменения фаций, мощностей, образование приразломных зон складчатости, дробления пород, грязевые вулканы, разрушения нефтяных и газовых месторождений в одних случаях и формирования новых залежей — в других.

ЛИТЕРАТУРА

- Вебер В. Н., Калицкий К. П. Челекен. Тр. Геол. комитета, нов. сер., вып. 63, 1911.
- Годин Ю. Н. Глубинная тектоника Прикаспийской низменности. Геология СССР, т. 22, ч. 1, 1957.
- Годин Ю. Н. Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение геофизическим методом. Автореф. докт. дисс., 1959.
- Иванов А. П. Тектоника острова Челекен. «Дневник XI съезда русских естествоиспытателей и врачей», 1901, № 8.
- Иванов А. П. Челекенское месторождение. «Нефтяное дело», 1903, № 6, 7, 9.
- Калицкий К. П. Закаспийская область. «Нефтяное и сланцевое хоз-во», т. 2, № 7—8, 1922.
- Ковалевский С. А. Красноводск—Узбой—Нефтедаг (к познанию нефтяных месторождений Закаспия). «Нефтяное хозяйство», т. 10, № 6, 1926.
- Ковалевский С. А. Нефтяные и газовые месторождения Туркмении. Азнефтеиздат, 1934.
- Корнев В. А., Луцук Е. М., Сунгуров А. М. Основные черты тектоники Каспийского моря по данным морских геофизических исследований. «Сов. геология», 1962, № 12.
- Корнев В. А. Тектоника Южно-Каспийской впадины по данным морской геофизической разведки. Автореф. канд. дисс., 1964.
- Косыгин А. И. Грязевые вулканы и газовые вулканы Туркмении. «Природные газы», сб. 4—5, 1932.
- Косыгин А. И. Нефтяные месторождения Туркмении. Госгоргеолнефтеиздат, 1933.
- Маловицкий Я. П. Тектоника акватории южных морей СССР и перспективы их нефтегазоносности (по данным морских геофизических исследований). Автореф. докт. дисс. 1964.
- Мирзаханов М. К. Новые данные о стратиграфии Малобалханской антиклинали и Данатинского межгорного прогиба Западной Туркмении. Тр. ГПГК ТССР, вып. 2, 1964.
- Мирзаханов М. К. Тектоника Западного Копет-Дага и восточной части Западно-Туркменской низменности. Тр. УГ СМ СССР, вып. 5, 1968.
- Мирошниченко В. П. Схема тектоники мелководной зоны Каспийского моря у туркменского побережья. Тр. Лаборат. аэрометодов АН СССР, т. 6, 1958.
- Петрушевский Б. А. К вопросу о происхождении куполовидных складок Прибалханского района. Тр. Ин-та геологии АН ТССР, 1956.
- Семенович В. В. Об условиях формирования складок в плиоценовых и постплиоценовых комплексах Западно-Туркменской низменности. Тр. ВНИГНИ, вып. 23. Гостоптехиздат, 1959.
- Соловьев В. Ф. Тектоническая схема подводного склона восточного побережья Южного Каспия. ДАН СССР, т. 96, № 3, 1954.
- Стерлягова Г. В. Тектоника юго-восточной части Каспийского моря по данным морских сейсмических исследований. «Разведочная и промысловая геофизика», 1964, № 51.
- Ферисман А. Е. На острове Челекен. «Природа», 1929, № 7—8.
- Федынский В. В. Геологические проблемы Каспийского моря. «Азерб. нефтяное хозяйство», 1936, № 11.
- Федынский В. В. Морская геофизическая разведка в СССР. Тр. XXII междунар. геол. конгресса, доклады советских геологов, Гостоптехиздат, 1958.

Хаин В. Е. Закаспийская впадина. Тектоника нефтеносных областей. Гостоптехиздат, 1958.

Хаин В. Е. К проблеме строения Каспийской впадины и структурных связей между Кавказом и Закаспием. «Геология нефти», 1958, № 9.

Хариков Б. А. Сейсмические исследования по профилю № 62001 КМПВ-ГСЗ в Западной Туркмении. «Изв. АН ТССР», сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 6, 1964.

Шварц Л. Я., Шварц Т. В. Условия формирования структур Прибалханского района Юго-Западной Туркмении. «Геология нефти», 1958, № 7.

Шварц Т. В. История развития складок Прибалханского района. ВНИГНИ, вып. 23. Гостоптехиздат, 1959.

Юнов А. Ю. Тектоническое строение северной части Южно-Каспийской впадины и перспективы ее нефтегазоносности. Тр. МИНХиГП, вып. 27, 1960.

Юнов А. Ю. О тектонике апшеронского порога и прилегающей части Южно-Каспийской впадины. Сб. «Новые данные о геологии и нефтегазоносности Средней Азии и прилегающих территорий». ГОСИНТИ, 1961.

О ГЛУБИННОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ БОЛЬШОГО БАЛХАНА

За последние годы проведены многочисленные геолого-геофизические исследования, позволяющие более обоснованно и детально судить о глубинном геологическом строении Большого Балхана, в частности, о строении нижних структурных этажей. К числу таких исследований в первую очередь относятся региональные сейсморазведочные профили (КМПВ, ГСЗ) — профиль остров Огурчинский — впадина Сарыкамыш и профиль Сагиз—Кизыл-Атрек. Материалы по первому профилю интерпретированы Б. А. Хариковым и Е. М. Дацук (Хариков, 1966; Хариков, Дацук, 1964), по второму — в 1965 году С. С. Чамов и Н. И. Вожжовой. Важным моментом является то, что эти профили пересекаются в осевой части Большого Балхана. Из числа других геофизических исследований следует отметить обобщение материалов аэромагнитных съемок, проведенных З. А. Макаровой, А. В. Глазуновой и И. А. Твороговой, детальную аэромагнитную съемку (Дзабаев, 1964).

Существенно новые сведения о характере геофизических полей, строении и составе фундамента дали детальные наземные гравиметрические и магнитометрические исследования, проведенные в 1965—1966 гг. на площади Большого Балхана Н. В. Линицким, Ф. А. Арест и Г. И. Амурским. Детальные сейсморазведочные исследования позволили уточнить характер сочленения Большого Балхана с Северо-Балханским прогибом (Байтельман, Захидов, 1966). Большое значение имело и структурно-профильное бурение, при котором отдельные скважины вскрыли палеозойский фундамент (Мирзаханов и др., 1962).

В геологической литературе последних лет неоднократно подтверждалось высказанное Ю. Н. Годиным (1960) и Б. А. Петрушевским (1956) положение о шовно-глыбовом строении Кубадаг-Большебалханской мегантиклинали (Дзабаев, 1964; Арест, Мильштейн, 1964; Мильштейн, Смирнов, 1964; Тиунов, 1964, 1966; Амурский, 1966 и др.).

Однако характеристики блоков для Большого Балхана и всей площади Кубадаг-Большебалханской антиклинали до последнего времени не было, если не считать достаточно общей схемы, изложенной на проходившем в 1964 году в Ашхабаде совещании по проблемным вопросам тектоники территории Туркмении. Тогда была сделана попытка выделения разделенных поперечными разломами отдельных блоков фундамента, различающихся как глубиной залегания поверхности, так, по-видимому, и составом палеозойского фундамента (Тиунов, 1966). Были выделены (с запада на восток) блоки: Красноводский, Дагадинский, Дарджинский, Караманский, Карачагыльский, Данатинский. Из них три последние находятся на площади Большого Балхана (рис. 1).

Выделение отдельных блоков стало возможным после проведения более детальных геологических и геофизических работ, при которых были выявлены многочисленные, ранее не известные глубинные крупные разрывные нарушения, определена глубина залегания фундамента на различных участках, уточнены детали стратиграфического разреза и тектонического строения района. Установлено, что во многих элемен-

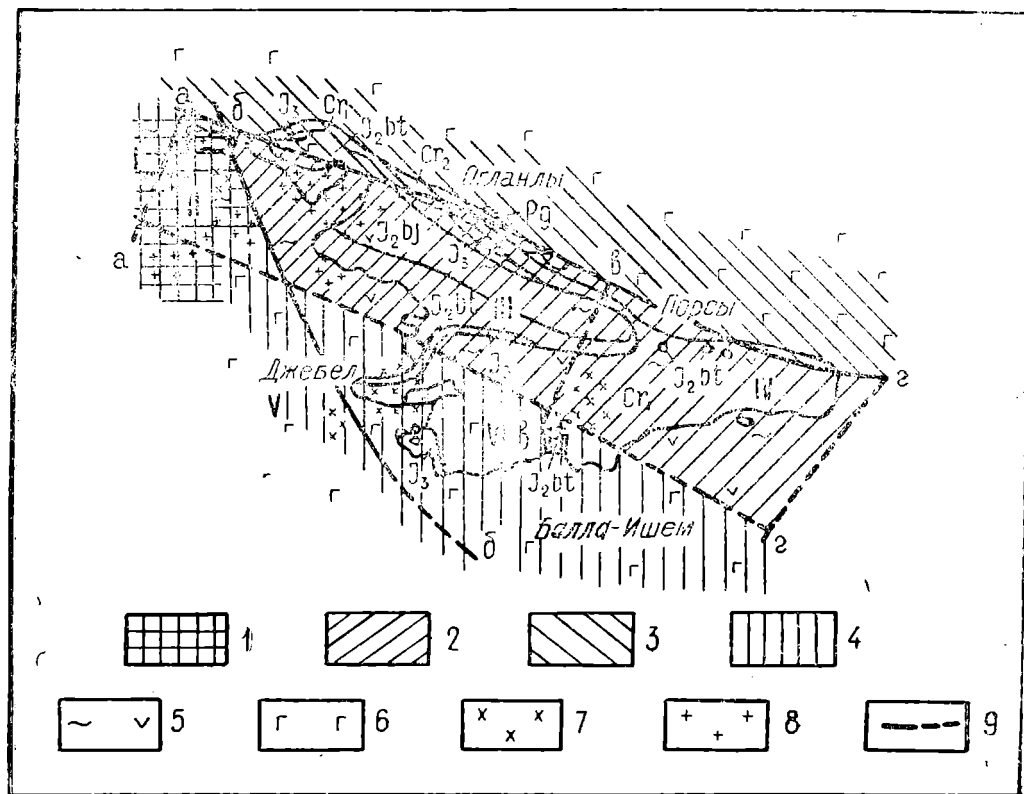


Рис. 1. Схема глубин залегания и состава фундамента района Большого Балхана: 1 — до 2 км; 2 — 2—3 км; 3 — 3—5 км; 4 — свыше 5 км; 5 — осадочно-метаморфический и эффузивный комплексы (возможно немагнитные интрузии гранитоидного состава); 6 — преимущественно эффузивный, меньшей частью интрузивный комплекс; 7 — интрузивные комплексы среднего и основного состава; 8 — гранитоидные комплексы; 9 — разломы: а—а — Иртыкбурунский; б—б — Джебельский; в—в — Ташлыдеринский; г—г — Восточно-Балханский.

Блоки: I — Дарджинский; II — Карайманский; III — Карачагыльский; IV — Данатинский; V — Южно-Дарджинский; VI — Лямабурунский.

тах геологической структуры мезо-кайнозойского осадочного чехла намечается унаследованность от строения палеозойского фундамента. Но несмотря на многочисленные исследования, одним из наименее ясных вопросов в геологии Большого Балхана является вопрос о возрасте нижней части осадочного разреза и, в частности, вопрос о присутствии здесь пермотриасового комплекса.

По мнению ряда исследователей, на большей части территории северо-западных районов Туркмении в течение времени, непосредственно предшествующему юрскому периоду, существовал в основном континентальный режим, когда шел размыв ранее образовавшихся осадков. Е. А. Худобина (1961) на основании изучения крупнообломочного ма-

териала пермских конгломератов, развитых на Туаркыре, предполагает, что они образовались за счет размыва в районе Красноводска и Большого Балхана. По мнению И. А. Резанова (1959), в раннетриасовое время большая часть области Большого Балхана и Западного Конет-Дага была приподнята и представляла сушу. С другой стороны, К. К. Машрыков (1958) в отличие от этих представлений высказал предположение о присутствии морских триасовых отложений в районе Большого Балхана. Не дали однозначного решения и региональные сейсморазведочные исследования. По данным С. С. Чамо и Н. И. Вожжовой, на Большом Балхане возможно присутствие пермотриасового комплекса мощностью до 1,5 км. Б. А. Харилов, однако, не разделяет этого мнения. Неясен в связи с отсутствием данных и вопрос о присутствии на Большом Балхане нижнеюрских образований.

Между тем решение этого вопроса позволит установить время начала прогибания в районе Большого Балхана. Изучение разреза даст возможность выяснить палеогеографические условия, существовавшие в позднепалеозойское — раннемезозойское время. Будут получены новые факты для определения геотектонической принадлежности Большого Балхана.

С поверхности Большебалханская антиклиналь представляет крупную, сложно построенную несимметричную субширотную (220°) складку с крутым ($40-60^\circ$) нередко опрокинутым северным и более пологим ($10-15^\circ$) и растянутым южным крыльями. Длина складки превышает 100 км, наибольшая ширина достигает 50 км.

Как уже отмечалось ранее (Туголесов, 1960), Большебалханская антиклиналь имеет характер горста. Эти представления подтвердили геофизические исследования (несмотря на некоторые различия в деталях), связанные, возможно, с особенностями применения тех или иных методов. Так, в работах последних лет (Дзабаев, 1964; Харилов, 1966) отмечается, что приподнятая, «горстовая» осевая часть Большого Балхана ограничена с севера и юга региональными разрывными зонами, по которым (по Б. А. Харилову) северный блок опущен на 2, а южный — на 3 км. Поперечными нарушениями она разбита также на отдельные блоки.

Перед тем, как перейти к характеристике отдельных блоков, целесообразно привести некоторые данные о геофизических полях и об имеющихся представлениях (преимущественно по геофизическим данным) о составе палеозойского фундамента.

Гравитационное поле района Большебалханской антиклинали отличается значительными положительными аномалиями силы тяжести и по значениям сходно с гравитационным полем более северных площадей. Район Большого Балхана характеризуется также интенсивным положительным магнитным полем, среди которого А. А. Дзабаевым выделяется ряд зон северо-западного простираения: Предкопетдаг-Северо-Балханская, Кубадаг-Большебалханская и Прибалханская. Эти зоны придают магнитному полю линейный характер. Четкая полоса магнитных максимумов протягивается вдоль северного крыла Большебалханской антиклинали, соответствуя, по-видимому, глубинному разлому, вдоль которого развиты основные и ультраосновные интрузивы.

Отложения палеозойского фундамента в коренном залегании в районе Большого Балхана не вскрыты, однако анализ имеющихся геофизических данных позволяет дать общее представление о его составе. В осевой части Большого Балхана развиты, по-видимому, осадочно-метаморфические и эффузивные или, возможно, немагнитные интрузии гранитоидного состава. Вдоль северного и в пределах юж-

ного крыла в составе фундамента развиты преимущественно эффузивные, меньшей частью интрузивные образования. Некоторое представление о составе фундамента дает изучение тектонических отторженцев, представленных биотитовыми гранитами (гранитный выход Карайман) и туфами кварцевых порфиров (Тиунов, 1961, 1963; Худобина, 1961).

Как уже указывалось выше, для Большого Балхана характерно блоковое строение палеозойского фундамента, а также некоторая зависимость от блокового строения условий залегания образований мезо-кайнозойского осадочного чехла. Так, сопоставление распределения основных направлений глубинных разломов с разломами, распространенными в юрско-меловых отложениях, показывает определенную взаимосвязь между ними. Последние в ряде случаев являются отражением первых в обнажающихся на поверхности породах; будучи в ряде случаев как бы трещинами оперения глубинных разломов. В других случаях они повторяют глубинные разломы.

Ниже приводится характеристика отдельных блоков. На западе расположен Дарджинский блок, являющийся своего рода структурной перемычкой между Большебалханским и Кубадагским поднятиями. Западной границей этого блока является Дарджинский разлом. Разлом был выделен А. А. Дзабаевым (1964) по ряду признаков, которые служат основаниями для выделения и других подобных разрывных нарушений. К числу этих признаков относятся смена характера магнитного поля и, в частности, изменение осей магнитных аномалий, а также перепад глубин залегания магнитных пород. Бурением установлено, что в западной части блока на палеозойских гранитах залегают непосредственно морские акчагыльские отложения. Глубины залегания фундамента в пределах этого блока колеблются от 0,3 до 1,5 км, увеличиваясь в общем в восточном направлении. Восточная граница Дарджинского блока приурочена к разлому (Иртыкбурунскому), ограничивающему гряду Иртык-Бурун. Последняя является крайней западной частью Большебалханской антиклинали. Амплитуда этого разлома, имеющего опущенное западное крыло, равна 1,5 км (Тиунов, 1964). К востоку от Дарджинского расположен Карайманский блок. Его восточной границей является Джебельский разлом, который четко фиксируется как по геофизическим данным, так и по данным бурения. Здесь отмечаются резкие градиенты гравитационного и магнитного полей. К западу от разлома расположены Моллакаринский и Атчешминский минимумы*, восточнее — Джебельский и Ягманский максимумы силы тяжести. Как показало проведенное бурение, амплитуда разлома по кровле акчагыла превышает 500 м. Как можно судить по построенной карте кровли неокма (рис. 2), этот разлом относится к нарушениям типа сброса, однако отмечаются и элементы сдвига. Учитывая, что скважина, расположенная восточнее разлома, на глубине 1200 м была остановлена в байосских аргиллитах, можно предположить, что в тектонический контакт по разлому приведены палеозойские магматические и среднеюрские осадочные породы. Характерной особенностью Карайманского блока в целом является высокое залегание фундамента и резко сокращенный (вплоть до полного исчезновения) разрез юрских и меловых отложений.

Восточнее Карайманского расположен Карачагыльский блок. Существенным отличием этого блока является то, что на большей его части развиты мезозойские (средне-верхнеюрские и нижнемеловые)

* Здесь и в других местах названия элементов геофизических полей приводятся в соответствии с установленными Ф. А. Арест и Г. И. Амурским.

отложения. Гравитационное поле в пределах блока отличается разнообразием. Здесь выделяются Ягманский, Огланлинский и Джебельский максимумы силы тяжести и Окаремский минимум силы тяжести. В пределы блока входит также западная часть Центрально-Балханского минимума силы тяжести. Восточная граница блока отождествляется с разломом, который, по-видимому, приурочивается к субме-

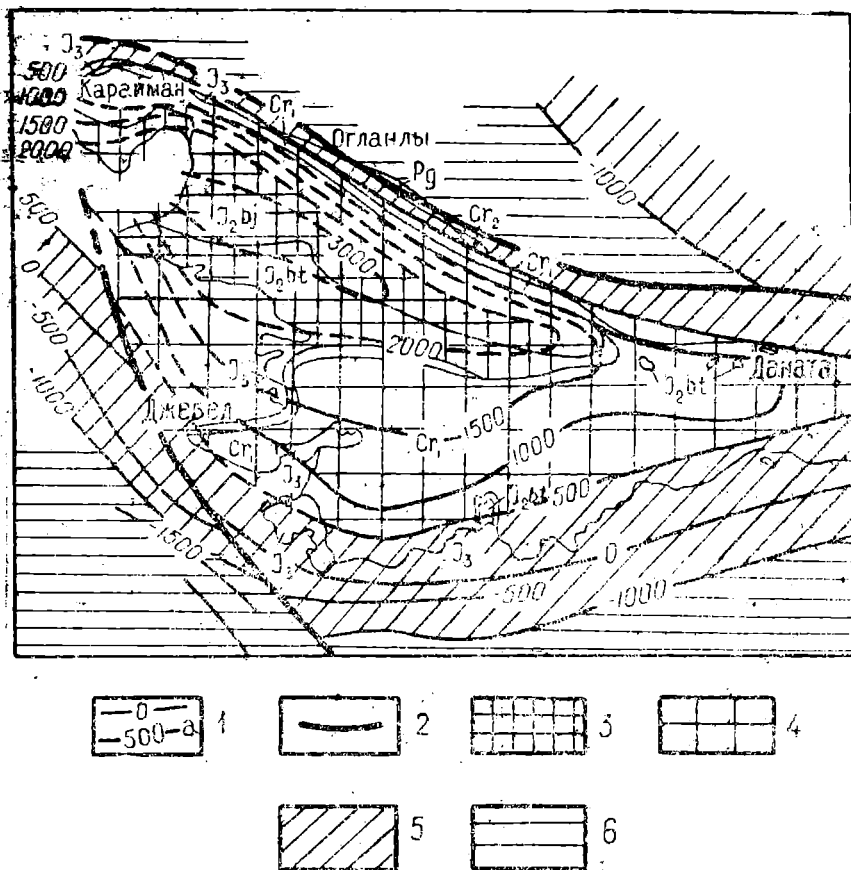


Рис. 2. Схематическая структурная карта Большого Балхана по поверхности неокома:

1 — изогипсы кровли неокомских отложений (а — восстановленные); 2 — крупные зоны разрывных нарушений; высоты залегания поверхности неокома: 3 — выше 2000 м; 4 — от 500 до 2000 м; 5 — от 1000 до 5000 м; 6 — ниже -1000 м.

ридионально ориентированной зоне градиента магнитного поля. К этой же линии приурочено резкое изменение простираения осей магнитного поля. Этот разлом (Ташлыдеринский) проходит, по-видимому, несколько восточнее, чем он проводится А. А. Дзабаевым, и имеет субмеридиональное, а не северо-восточное протяжение. Характерной особенностью разлома, разделяющего Карачагыльский и Данагинский блоки, является приуроченность к нему субмеридиональных складок. Глубина залегания палеозойского фундамента в пределах блока, по данным А. А. Дзабаева, равна 1,2—1,8 км, согласно представлениям З. А. Макаровой и Б. А. Харикова, она достигает 2,0 км,

еще большую глубину (до 3 м) залегания палеозойского комплекса определяют С. С. Чамо и Н. Н. Вожжова.

Большая часть восточного периклинального окончания Большебалханской антиклинали относится к Данатинскому блоку. Его восточной границей является разрывное нарушение — Восточно-Балханский разлом, по которому резко опущен палеозойский фундамент. Характерной особенностью этого блока является наибольший на всей площади Большого Балхана преднеокомский разрыв. В северной части блока неоком залегает на породах верхнего байоса. Глубина залегания палеозойского фундамента в пределах Данатинского блока, по-видимому, значительно превышает 2 км. Можно предположить даже некоторое увеличение глубины залегания по сравнению с более западным блоком. Это доказывает увеличение мощности байосских отложений в восточном направлении. В средней части блока находится Центрально-Балханский минимум силы тяжести, в южной и северной расположены максимумы силы тяжести: Унбельмесский (на юге), Балкуинский и Восточно-Балханский максимумы (на севере).

Все вышеописанные блоки расположены в основном в пределах осевого горстообразного поднятия Большебалханской антиклинали. Для характеристики Южно-Дарджинского и Лямабурунского блоков, расположенных к югу от него, данных недостаточно. Не исключено, что эти блоки должны быть разделены еще на ряд блоков. В частности, в пределах Южно-Дарджинского блока отмечаются участки с резко различной глубиной залегания поверхности фундамента.

В геологической литературе неоднократно подчеркивалось быстрое затухание в восточном направлении Большебалханской антиклинали (П. И. Калугин, 1956 г.; К. К. Машрыков, 1962 г.; М. В. Муратов, 1955 г.). Как установлено в последнее время на основании магнитно- и сейсморазведочных работ, это вызвано погружением фундамента по поперечному разрывному нарушению (Восточно-Балханский разлом). Особо следует остановиться на характере сочленения Большого Балхана с более северными и южными тектоническими элементами, так как это является одним из основных признаков определения его геотектонической принадлежности.

Область северного крыла Большебалханской антиклинали в истории геологического развития района отличалась значительной подвижностью. Здесь породы имеют невыдержанное крутое, иногда запрокинутое залегание, часто осложненное разрывными и флексурными дислокациями. Несомненно, что с севера Большебалханская антиклиналь ограничена зоной крупного глубинного разлома (которая четко фиксируется резким градиентом гравитационного поля) и зоной полосовых аномалий магнитного поля. На поверхности в западной части антиклинали отмечаются крупные нарушения типа взбросо-надвига с надвинутым северным крылом со стратиграфической амплитудой, достигающей 1500—2000 м (Луппов, 1957). Эти нарушения являются, по-видимому, отражением проходящей здесь глубинной зоны разломов. Сейсморазведочными работами нарушение типа взброса прослежено и в восточной части Большебалханской антиклинали. Для него характерны относительно приподнятое южное крыло и слабо наклоненная в южном направлении плоскость сбрасывателя. Вертикальная амплитуда разрыва увеличивается в восточном направлении и достигает 500 м (Захидов и др., 1963).

В меловое время в пределах этой зоны отмечается существование блоков, резко отличающихся друг от друга интенсивностью нисходящих движений и как следствие этого — различной мощностью отлажавших-

ся осадков. В палеогеновое время к этой зоне приурочен узкий субширотный прогиб. Движения по отдельным нарушениям в пределах этой зоны отмечаются и в последующее время.

Другая региональная зона разломов ограничивает Большебалханскую антиклиналь с юга. Необходимо отметить, что отвечающие этой зоне нарушения по кровле меловых отложений отличаются сравнительно небольшой амплитудой. Рассмотрение характера тектоники и состава разрезов верхней юры и неокома не позволяет предположить их значительного развития в это время. Наиболее вероятно, что эти нарушения начали четко проявляться со среднеплиоценового времени. Однако по геофизическим данным, зона, ограничивающая Большебалханскую антиклиналь, выражена достаточно четко. Скорее всего разрывные нарушения этой зоны особенно значительно проявились в образованиях нижних структурных этажей.

В ы в о д ы

1. Большебалханская антиклиналь имеет характер горст-антиклинали, ограниченной с севера и юга крупными глубинными разломами, из которых северный отличается, по-видимому, большей длительностью существования.

2. Поперечными разломами антиклиналь разделена на ряд блоков, отличающихся глубиной залегания палеозойского фундамента, характером мезо-кайнозойского разреза, особенностями поверхностного геологического строения.

3. Глубинные разломы отражаются в строении осадочного чехла. Это выражается в приуроченности к ним брахиантиклинальных структур второго порядка и значительном соответствии разломов осадочного чехла глубинным.

4. Четко выраженной структурной перемычкой Большебалханская антиклиналь отделена на западе от Кубадагского поднятия.

5. На востоке Большебалханская антиклиналь ограничена разрывным нарушением, по которому фундамент резко опущен на глубину быстрого «затухания» антиклинали.

В качестве дальнейшего изучения глубинного геологического строения Большого Балхана можно рекомендовать в первую очередь бурение глубоких опорных скважин, из которых первоочередной надо считать опорную скважину в осевой части Большебалханской антиклинали (примерная глубина 3000 м). Целью этого бурения будет уточнение стратификации региональных сейсморазведочных профилей, пройденных вкрест осевой части Большого Балхана, определение состава и возраста нижней части осадочного чехла, а также состава и глубины залегания палеозойского фундамента. Эта скважина, наконец, позволит окончательно (на основании фактических данных) выяснить вопрос о перспективах нефтегазоносности нижней части осадочного разреза. В числе других скважин следует отметить скважины непосредственно к северу и западу от Большого Балхана.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Амурский Г. И. Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. В сб.: «Тектоника Туркмении сопредельных территорий». М., Изд-во «Наука», 1966.

Арест Ф. А., Мильштейн Д. М. Геофизические аномалии и их связь с глубинным геологическим строением. В сб.: «Геология и полезные ископаемые Туркмении». Тр. ГПГК, вып. 2, Ашхабад, 1964.

Байтельман Д. И., Захидов А. У. Новые данные о геологическом

строении Юго-Восточного Прикарабагазья по данным сейсмических исследований. «Геология нефти и газа», 1966, № 6.

Годин Ю. Н. Основные черты региональной тектоники Туркмении по данным геофизических исследований. «Изв. АН ТССР», сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1960.

Дзабаев А. А. Новые данные о глубинном строении центральной части Западной Туркмении по материалам аэромагнитных исследований. «Изв. АН ТССР», сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2, 1964.

Захидов А. У., Птушкин Э. И., Тиунов К. В. К вопросу о строении восточной части Северо-Балханского прогиба. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1963, № 12.

Луппов Н. П. Тектоника. Большой Балхан и Куба-Даг. Геология СССР, т. 22, Туркменская ССР, часть I, геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Машрыков К. К. Юрские угленосные отложения Северо-Западной Туркмении и их положение в Крымско-Кавказо-Прикаспийской угленосной провинции. Ашхабад, Изд-во АН ТССР, 1958.

Мильтштейн Д. М., Смирнов Л. Н. Тектоническая основа для сейсмического районирования Туркменской ССР. «Изв. АН ТССР», сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 6, 1964.

Мирзаханов М. К., Полишко В. В., Птушкин Э. И. Геологическое строение полуострова Дарджа по результатам структурно-профильного бурения. «Изв. АН ТССР», сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1962.

Петрушевский Б. А. О структурном положении Большого Балхана. Тр. совещания по альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, Изд-во АзССР, 1956.

Резанов И. А. Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 3, 1959.

Тиунов К. В. Новые данные о возрасте и условиях залегания магматических пород на Большом Балхане. «Новости нефтяной и газовой техники», 1961, № 3.

Тиунов К. В. О возрасте и условиях залегания магматических пород Большого Балхана. В сб.: «Новые данные по геологии Туркменской ССР». Тр. ЦКТЭ, вып. 1, 1963.

Тиунов К. В. О геологическом строении Белекского прогиба. «Изв. АН ТССР», сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2, 1964.

Тиунов К. В. К вопросу о геотектоническом положении Большого Балхана. В сб.: «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий». М., Изд-во «Наука», 1966.

Тиунов К. В., Мухиев Ю. Д. О возрасте, мощности и литологическом составе нижней части среднеюрской аргиллитовой толщи Большого Балхана. «Изв. АН ТССР», сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 4, 1961.

Туголесов Д. А. Тектоника Большебалханского горста. БМОИП, отд. геол., т. 35, вып. 3, 1960.

Хариков Б. А. Особенности строения земной коры в пределах Большого Балхана и сопредельных с ним площадей по данным регионального сейсморазведочного профиля. В сб.: «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий», М., Изд-во «Наука», 1966.

Хариков Б. А., Дацук Е. М. Сейсмические исследования по профилю № 62001 КМПВ-ГСЗ в Западной Туркмении. «Изв. АН ТССР», сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 6, 1964.

Худобина Е. А. Магматические породы Западной Туркмении. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 45, вып. 4, 1961.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ЭТАП В ИСТОРИИ ТУРКМЕНИИ

Выяснение условий осадконакопления и истории развития любой территории представляет большой интерес с точки зрения возможностей и времени формирования полезных ископаемых, их территориальной приуроченности. Решение этих вопросов требует комплекса исследований, одним из элементов которого является построение литолого-палеогеографических карт. Первые подобные карты для территории Туркмении, вошедшие в комплекс документов по западу Средней Азии, были составлены в 1961 году (Куницкая и др., 1964). Стратиграфический объем карт (сеноман, турон, сенон) определялся недостаточной изученностью стратиграфии разреза, вскрываемого скважинами. Это является их основным недостатком. Последующее стратиграфическое изучение разрезов и значительная ревизия существовавших представлений о разрезах закрытых районов Туркмении позволили рассмотреть историю геологического развития территории Туркмении более детально (Фартуков, 1964).

Дальнейшее более углубленное изучение разрезов с применением для корреляции и увязки разрезов кривых карбонатности, глинистости и электрокаротажа (Фартуков, 1966) позволяет рассмотреть историю развития территории Туркмении достаточно подробно*.

В основу настоящих построений положена стратиграфическая схема расчленения верхнемеловых отложений, предложенная А. А. Атабекяном и А. А. Лихачевой (1961) для Западного Копет-Дага и перенесенная путем корреляции на разрезы скважин (Фартуков, 1966). Надо сказать, что такие корреляционные построения в ряде случаев удается подтвердить палеонтологическими данными (Типовые разрезы, 1966). По изменению характера строения разрезов, изменению карбонатности отложений представилось возможным изменить положение границы между подъярусами турона, что подтверждается минералого-петрографическими исследованиями (Соколовская, 1966), более точно определить стратиграфический объем кампанского, маастрихтского ярусов и т. д.

В результате корреляционных построений оказалось возможным показать некоторые различия в характере и интенсивности колебательных движений в различных районах Туркмении, доказать неоднозначность развития современных структурных элементов, показать существенную роль разломов фундамента на условия осадконакопления.

Наиболее существенное влияние движения по разломам в фундаменте оказали (за небольшим исключением) на стратиграфическую

* Автором было построено 13 литолого-палеогеографических карт для верхнего мела в объеме подъярусов (турон—сенон) и зон (сеноман).

полноту разреза. В ограниченных случаях влияние этих движений отмечается в фаціальном облике пород (турон, коньяк, маастрихт).

Выяснение времени движений по разломам имеет существенное значение. В ряде случаев отмечается (Успенская, 1967), что большинство нефтяных и газовых месторождений располагается над зонами разломов, имеющих перекрещивающееся простираие. Следовательно, этот признак можно расценивать как поисковый, имеющий определенное практическое значение. Определение же времени движения по разломам, по-видимому, может указывать на возможное время формирования этих месторождений, поскольку в таких случаях неизбежным является образование антиклинальных приразломных складок и других ловушек.

Необходимо отметить, что предполагаемые зоны разломов фундамента нанесены на прилагаемых картах исключительно на основании анализа мощностей, стратиграфической полноты разрезов и их фациальных особенностей. Большинство их известно по прежним работам (Тектоника Туркмении..., 1966). Не все указываемые зоны разломов имеют продолжение в осадочном чехле. Энергия движений уходила на образование складок и флексурных перегибов.

Отложения позднемелового времени представлены преимущественно морскими мелководными (обилие глауконита, двустворок) осадками. В восточной части Туркмении в разрезах некоторых подразделений присутствуют гипсоносные отложения, свидетельствующие о тектонической завершенности цикла седиментации как всего мелового периода, так и по отдельным его ярусам, в том числе и верхнемелового отдела. Характерной особенностью верхнемелового разреза в региональном плане является его деление на две литологические толщи, имеющие разное площадное распространение и стратиграфическую приуроченность.

Другой особенностью верхнемелового разреза является широкое распространение перерывов и размывов, имеющих различное площадное распространение во времени. Относительно слабая контрастность колебательных движений и таласократический режим позднемелового моря (являющегося частью всего верхнемелового бассейна земного шара) способствовали затоплению огромных пространств суши, обуславливая образование обширных бассейнов с глубинами, близкими к 60—80 м. Естественно, что небольшая глубина бассейна и его сравнительно плоское дно являлись условием, достаточным для образования крупных отмелей и островов, в пределах которых осадки либо не отлагались, либо подвергались размыву.

Изучение разреза в вертикальной плоскости позволило подметить интересную закономерность. Все (или большинство) перерывы приурочены к зонам повышенного содержания карбоната кальция в отложениях, то есть высококарбонатные отложения (например, кровли кампана) перерывом отделяются от таких же высококарбонатных отложений нижнего маастрихта. К этим же зонам приурочено повышенное содержание раковин двустворок и бентосных фораминифер. Следовательно, повышение карбонатности отложений является признаком обмеления бассейна и отражает регрессивно-трансгрессивный момент в истории жизни бассейна.

Области сноса на протяжении всего позднемелового этапа развития не оставались постоянными, следствием чего являются изменения ориентировки литологических зон в пространстве и изменения направления приноса в бассейн продуктов разрушения. В начальный момент мелового этапа преобладает вынос с запада на восток, сохраняющийся может быть до сеноман-нижнетуронского (?) времени; в кампане и

маастрихте направление его изменяется на полную противоположность — восток-западное. //

Начало сеноманского века отмечается сокращением бассейна (рис. 1) вследствие подъема крупных участков дна. Поднятия проявились в разных районах с различной интенсивностью и привели в ряде случаев к размыву значительной части альбских отложений.

Отсутствие отложений первой половины раннего сеномана на значительной территории Туркмении связано с перемещениями по расколам крупных блоков фундамента. Подъем этих блоков определил образование отмелей, в пределах которых накапливаются фосфоритовые горизонты и конгломераты (Туаркыр, Центральный Копет-Даг и т. д.). На возможность образования отмелей указывает также слабое разрушение альбских отложений. Положение отмелей оставалось примерно на одном уровне в течение первой половины раннего сеномана, и только прилегающие участки испытывали вертикальные перемещения, интенсивность которых возрастала по мере приближения к приразломным зонам.

На остальной части Туркмении за пределами отмелей формировались преимущественно глины с прослоями алевроитов в условиях относительно глубоководного шельфа, но в пределах досягаемости волновых колебаний водной среды.

Отложения второй половины раннего сеномана залегают согласно на низах сеномана и резко несогласно на размывтой поверхности альбских отложений. С началом этого времени связано опускание крупных блоков на месте ранее существовавших отмелей. Образовался единый мелководный бассейн, дно которого погружалось повсеместно с различной интенсивностью. На территории к западу от русла Узоя отлагались кварцево-глауконитовые алевролиты, местами косо-слоистые (Кара-Шор), содержащие конкреции с ходами илоедов. Восточнее проявляются прослои известковистых песчаников и глин. В Копет-Даге также отмечаются прослои косо-слоистых песчаников и алевролитов с прослоями глин. Количество последних возрастает в восточной части Туркмении. Вместе с тем здесь появляются прослои мергелей, линзовидные включения известняков. В непосредственной близости от Султан-Уиз-Дага отмечены прослои галечников, включения галек, обломков древесины. Размер галек в сеноманских отложениях уступает таковому, содержащимся в альбских. Алевролиты и песчаники по составу близки к полимиктовым.

Прослеживаемость крупных и более мелких элементов разреза по всей территории Туркмении, косо-слоистые текстуры осадков в западной части Туркмении, а также присутствие остатков мелководных форм фауны, расселяющейся в неритовой зоне, позволяют говорить о шельфовом характере условий седиментации.

Изменение мощности обусловлено подвижками, связанными со второй половиной позднего сеномана и (отчасти) с началом и серединой туронского века, в результате которых в разных районах наблюдается различный объем описываемых отложений.

Сравнительно резкий подъем дна бассейна в середине второй половины раннего сеномана зафиксировался в некоторых случаях в образовании фосфоритовых горизонтов в разрезе Центральных Каракумов, Бадхыза, юго-западных отрогов Гиссара, переходящих местами (на месте выступов-отмелей) в конгломератные прослои (восточная часть Таджикской депрессии). Очевидно, что этот подъем, имевший, несомненно, региональное распространение, был кратковременным.

Вторая половина раннего сеномана характеризуется «замиранием»

движений по разломам. Почти вся территория Туркмении прогибается как единое целое, но с различной интенсивностью.

Отложения начала позднего сеномана на территории Туркмении сохранились только в двух районах — в Западном Копет-Даге и в Восточной Туркмении. На остальной территории они были впоследствии размыты. Поскольку разрез сохраняет однотипность в вещественном составе и в характере строения, то, по-видимому, трансгрессия в это время достигла максимума. В образовавшемся устойчивом бассейне отлагались преимущественно гидрослоистые алевроитистые глины с прослоями алевролитов в глубокой части шельфа.

К началу второй половины позднего сеномана наблюдается подъем морского дна и области сноса. В образовавшемся мелководном бассейне повсеместно отлагались полимиктовые алевроиты (с прослоями алевроитовых песчаников в Копет-Даге).

Пульсирующее воздымание больших участков территории Туркмении в середине второй половины позднего сеномана достигло максимума, в результате чего на территории Туркмении (за исключением Западного Копет-Дага) образовалась отмель (суша?) и началась эрозия нижележащих отложений. Наиболее интенсивный размыв охватил северо-запад Туркмении.

В конце позднего сеномана* возможно возобновились перемещения по разломам (например, в приразломной зоне на Султан-Санджаре произошел размыв отложений вплоть до низов альба**).

В последующем наступила всеобщая трансгрессия, образовался мелководный бассейн, в котором отлагались полимиктовые алевролиты и песчаники, переходящие уже за пределами описываемой территории в песчаники со знаками ряби, рудистовые известняки с прослоями гипсов. Позднее на больших пространствах отложения верхней части сеномана были размыты в предтуронское (и отчасти в более позднее) время (рис. 2).

Таким образом, для сеноманского времени характерно:

1) превалирование площади распространения мелководных осадков в результате размыва глубоководных в момент обмеления бассейна;

2) слабое проявление складкообразовательных процессов;

3) расположение всех литологических зон субпараллельно к изопакитам и к простираению зон перерывов в основании комплекса, что объясняется влиянием региональных «фоновых» тектонических движений на территории Туркмении на условия осадконакопления.

Начало раннетуронского времени отмечается ретрессией.

В Западном и Центральном Копет-Даге подъем дна зафиксировался в образовании сравнительно мощных фосфоритоносных горизонтов, затем возникла отмель, в пределах которой отлагались известковые полимиктовые алевролиты с прослоями (таких же по составу) песчаников, иногда алевроитовых известняков, с ходами илоедов, обломками раковин устриц и фосфоритовыми желваками. Полимиктовый состав отложений характерен и для апт-сеноманского цикла седиментации.

* Тагаринский горизонт ЮЗ отрогов Гиссара сопоставлен со второй половиной верхов сеномана (Фартуков, 1966); Д. В. Ильин включает его в состав нижнего сеномана. Ряд авторов считают возможным относить его к турону (Миркамалов, Кенжуханов, 1966).

** Весь сеноман Султан-Санджара сопоставлялся нами ранее (1966) только с тагаринским горизонтом, что подтверждается результатами изучения брахиопод (Арустамов, 1966). Судя по характеру разреза, приводимого в работе А. Г. Бабаева (1966), на большей части Западного Узбекистана тагаринский горизонт также залегает на низах альба.

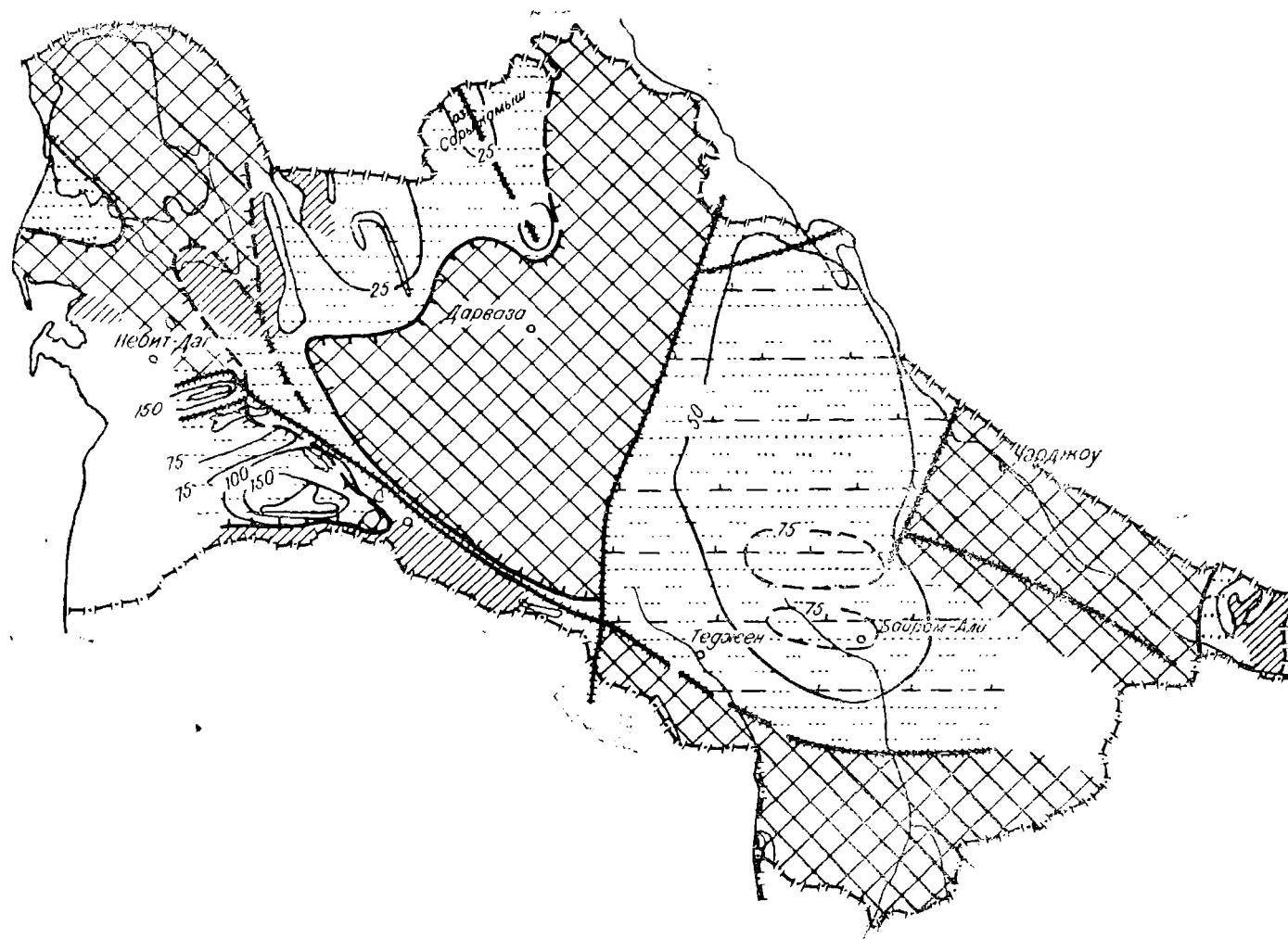


Рис. 2. Литолого-палеогеографическая карта второй половины позднего сенемана (1965 г.). Условные обозначения см. рис. 1.

В восточной части Туркмении перерыв проявился местами более резко и был более длительным по времени. В районах Репетека, Восточного Копет-Дага, Бадхыза и Кушки подъем продолжался до второй половины раннего турона (Типовые разрезы..., 1966). В результате перерыва, отмечающегося в основании нижнего турона, была размыта значительная часть сеномана. В остальных районах Восточной Туркмении продолжался непрерывный процесс осадконакопления. Наступившая затем трансгрессия раннетуронского моря распространилась, по-видимому, на всю платформенную часть территории Туркмении. В образовавшемся относительно глубоководном бассейне отлагались преимущественно глины*.

Восточная часть Туркмении, за исключением крайнего юго-востока, наследовала от сеноманского времени общее прогрессирующее прогибание (Байрам-Али, Восточное Заунгузье) и простираие зоны прогибания**. Как и в сеномане, крайние северная и южная части ес остаются приподнятыми. В ряде районов геотектоническая направленность движения меняет свой знак.

С началом позднетуронского времени связаны изменения геотектонического и литологического характера — смена простираия структурных элементов (рис. 3) и накопление карбонатных отложений.

Начало позднетуронского времени отмечается размывом нижнетуронских отложений на значительной части территории Туркмении, исключая Западный и Центральный Копет-Даг, где образуются отмели. Вновь сокращается площадь распространения отложений, образовавшихся в глубокой части шельфа, что характерно и для сеноманского времени. В некоторых случаях, особенно в районе, заключенном между руслом Узоя и Восточным Заунгузьем, этот размыв затронул и сеноман. Очевидно, что перерыв между нижним и верхним туроном распротранялся далее к северу на Устюрт и к востоку—на Кызылкумы. В других районах (Кара-Шор) в начале позднетуронского времени образовались отмели, на которых селились ракообразные; следы жизнедеятельности их остались в сеноманских алевролитах в виде слепков нор. В настоящее время они обитают в литоральной зоне Мексиканского залива (Геккер и др., 1962).

В восточной части Туркмении, в отличие от западной, перерыв между нижним и верхним подъярусом турона не имел регионального распространения. Он проявлялся на локальных участках и выразился в незначительном сокращении разреза (Байрамалийский район), в образовании фосфоритовых горизонтов и в накоплении песчаников с включениями галек (Хивинский выступ).

Позднетуронское время унаследовало общее разделение территории Туркмении по интенсивности прогибания на две части***.

Наступившая в позднем туроне трансгрессия покрыла всю территорию Туркмении. Образовался единый плоский шельф. По масштабам трансгрессии и образовавшемуся бассейну позднетуронское время напоминает вторую половину раннего и позднего сеномана. В мелководном бассейне, занимавшем Западный Копет-Даг (и возможно, южную часть Низменных Каракумов и Краснодарский полуостров), на-

* Слабое проявление процесса карбонатакопления в течение раннего турона также сближает нижнетуронские отложения с апт-сеноманским комплексом.

** Это обстоятельство также сближает раннетуронский момент истории Туркмении с апт-сеноманским.

*** Результаты данного исследования подтверждают выводы Г. И. Амурского (1965) о выделении на территории Туркмении Туркменской антеклизы и Амударьинской синеклизы.

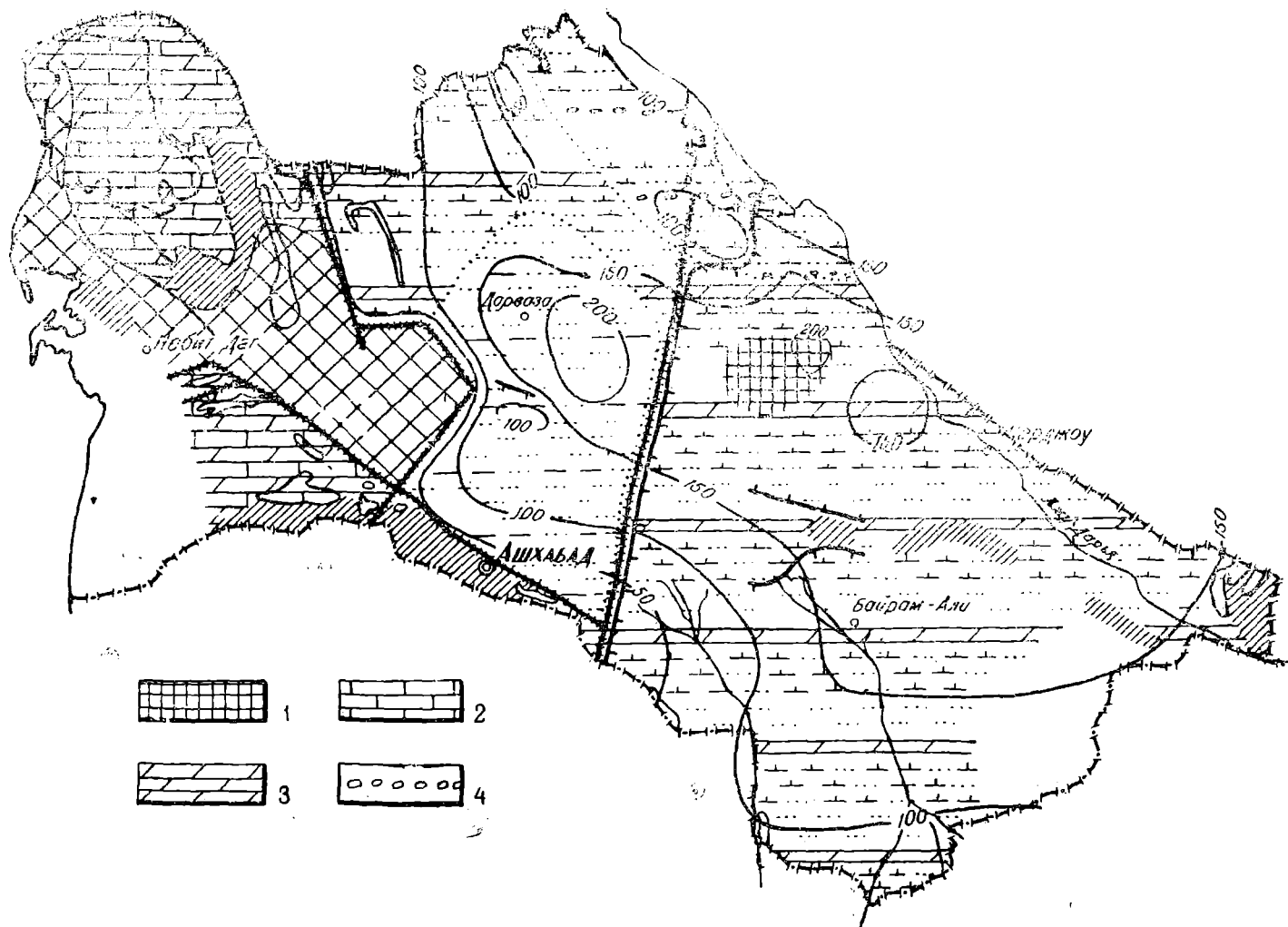


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая карта позднего турона (1965 г.):
 1 — устричные банки; 2 — известняки; 3 — мергели; 4 — включения галек. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 1.

капливались мергельно-алевроитовые осадки, переходившие к востоку в терригенные, что было обусловлено проявлением движений по разлому.

Нижняя часть верхнего турона в районе Дарвазы, Серного завода и к югу (до Бахардока) сложена зеленовато-серыми крупнозернистыми алевролитами, близкими по составу к олигомиктовым. На всей осадочной территории отлагаются преимущественно гидрослюдистые глины с прослоями алевролитов.

В юго-восточной части Туркмении и Гаурдаке в глинах появляются редкие тонкие прослои известняков с устрицами, обусловленные колебаниями глубины бассейна.

Начало отложения карбонатов (мергелей) в западной части обусловило появление устричников в терригенных разрезах на востоке.

В конце первой половины позднего турона вновь произошли тектонические подвижки различной интенсивности для разных районов, обусловив образование плоского, однородного по глубине, очень мелководного бассейна.

В результате усиления тектонической активности произошли движения по разломам, в результате которых были размыты полностью типы верхнего турона к западу от Кара-Шора и в значительной степени в Западном и Центральном Конет-Даге*. На территории Северных Каракумов, в Кара-Шоре, в районах Ербента и Бахардока, эти перемещения отразились в выпадении горизонтов внутри верхнего турона. На Загли-Дарвазинском поднятии этот перерыв проявился слабее, сформировался только малоомощный фосфоритовый горизонт. При этом образовалась отмель от Ахча-Кая до Ходжейли, где отлагались галечники с включениями обломков окатанной древесины (галечничковый пляж?).

Исходя из полноты разрезов верхнего турона можно заключить, что в пределах платформенной части Туркмении перемещения крупных блоков фундамента имели ступенчатый характер. Расположение длинных сторон блоков совпадает с общим простираанием зон перерывов, которое унаследовано от сеноман-раннетуронского времени. При этом интенсивность движений этих блоков затухает с запада на восток. Наиболее приподнятым из них является северо-западный блок, а наиболее опущенным — восточный. После перерыва в осадконакоплении вновь наступила трансгрессия, охватившая всю территорию Туркмении. Образовался мелководный шельфовый бассейн с плоским дном (такой же, как в конце позднего сеномана), в западной и юго-западной частях которого отлагались известняки и мергели, в Конет-Даге в значительной степени обогащенные органическим детритом и песчаным материалом. Восточнее известняки и мергели сменяются преимущественно алевроитово-глинистыми отложениями с прослоями известняков-устричников, наибольшее количество которых отмечается в Восточном Заунгузье (устричные банки). В северной части Туркмении известны включения галек, фосфоритов, обломков древесины. Алевролиты, присутствующие в разрезе верхнего турона, в отличие от сеноманских, близки к олигомиктовым.

Таким образом, для позднетуронского времени характерным является:

1) некоторое сокращение площади региональных размывов (во второй половине позднего турона), но с увеличением их стратиграфической глубины;

* По интенсивности движения и стратиграфической глубине размыва верхнетуронских отложений этот район сопоставляется с Красноводским полуостровом и Тваркиром.

2) проявление внутрiformационного перерыва (как и в позднем сеномане);

3) накопление в пределах платформенной части большей мощности осадков (по сравнению с современными складчатыми зонами);

4) изменение на 90° простираия крупных тектонических элементов по сравнению с сеноманским и раннетуронским временем, которые имеют простираие, параллельное современным складчатым зонам*;

5) проявление в середине позднего турона ступенчатых перемещений крупных блоков фундамента, ортогональных к современному простираию складчатых областей;

6) подвижки по разломам, в отличие от сеноман-нижнетуронского времени, приводят к различиям не только в величинах мощности, но и к изменению вещественного состава пород.

Конец позднетуронского времени отмечается новыми положительными движениями дна бассейна в западной части Туркменской ССР и в юго-западных отрогах Гиссара (рис. 4). Если на территории последнего подъем вызвал обмеление и формирование гипсоносных красноцветных отложений, кровля которых, видимо, слабо затронута разрывом, то в западной части произошел общий подъем дна бассейна, сопровождавшийся образованием отмелей и островов, на которых началась эрозия верхнетуронских (и более древних) отложений. В Западном и Центральном Копет-Даге произошло сокращение мощности верхнего турона. Местами (Восточный Копет-Даг, Бадхыз, Кушка) почти полностью размыта верхняя часть турона. Подобное характерно для района Ербента, где по системе чешуйчатых разломов образовались поднятия в фундаменте типа горстов. В некоторых случаях в конце позднего турона образовались зоны перемыва на стабильных отмелях (Кара-Шор), на которых генерировались фосфоритовые желваки, накапливались фосфоритизированные остатки аммонитов, морских ежей, брахиопод.

На территории Низменных Каракумов и вдоль восточного борта Туаркыра коньякские породы залегают на сеноманских**.

Отсутствие отложений туронского яруса в южной части Красноводского полуострова обусловлено отчасти коньякским***, но скорее всего более поздними (поздним сантонским и раннекампанским) разрывами.

На территории платформенной части Восточной Туркмении между коньяком и туроном отмечаются только признаки перерыва.

На площади Центральных и Северных Каракумов процесс осадконакопления возможно не прерывался. Вместе с тем наблюдается общее сокращение мощности коньякских отложений.

В таком случае отсутствие отложений коньяка на большей части территории Туркмении обусловлено позднесантонским этапом развития.

Из этого видно, что по площади интенсивность колебательных движений в начале коньякского времени уменьшается с запада на восток (вместе с их дифференцированностью). Вследствие этого дно коньякского бассейна отличалось неоднородностью. Таким образом, в начале коньякского века сохраняется деление территории Туркмении на две

* Этот момент позднемеловой истории территории Туркмении и дальнейшее ее изложение показывают много сходного с позднемеловой историей Предкавказья (Егоян, 1966)

** Аналогичные случаи известны в Западном Копет-Даге (Атабекян, 1965).

*** Аналогичные случаи известны в Западном Копет-Даге (Ятченко, 1963; 1964).

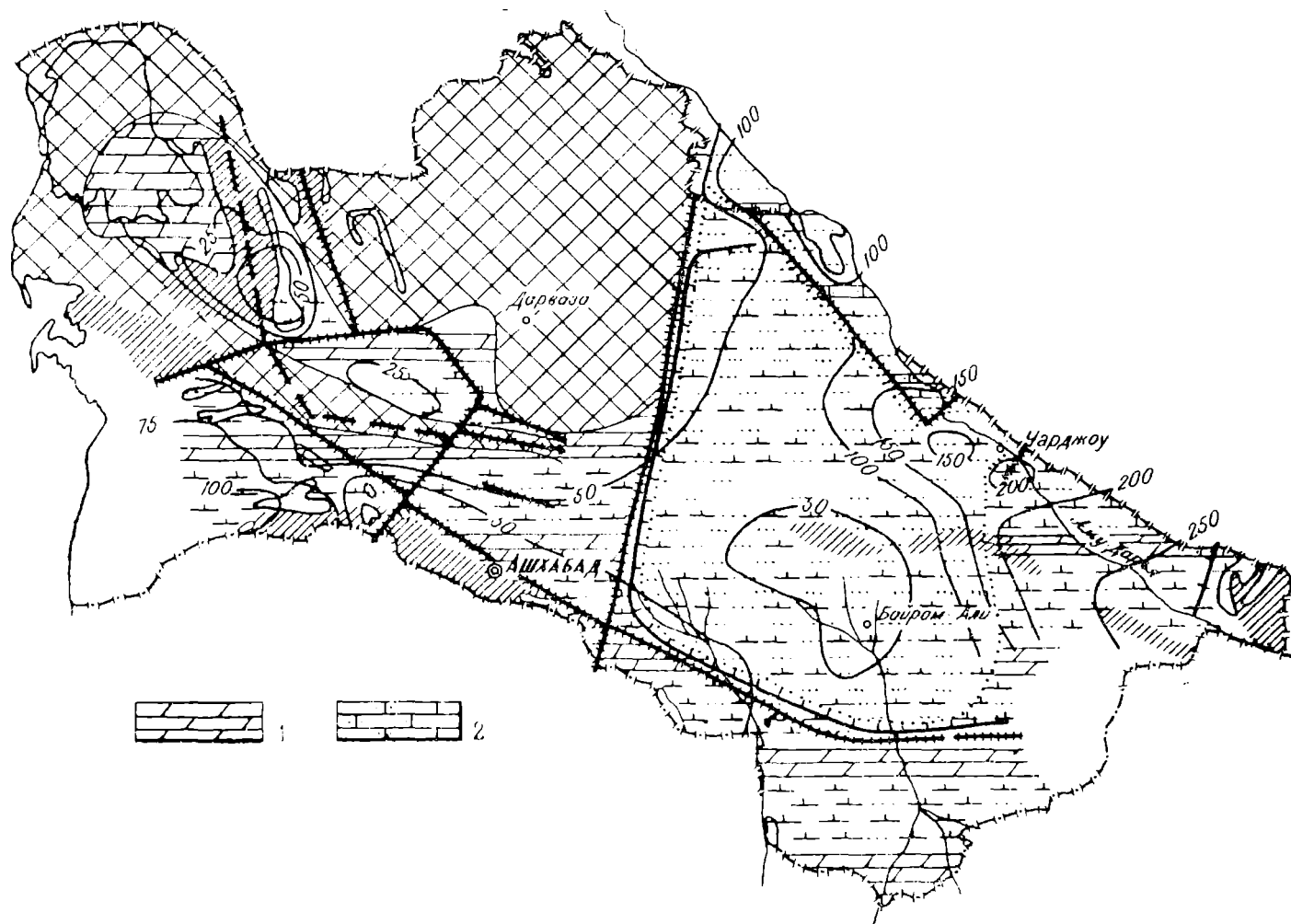


Рис. 4. Литолого-палеогеографическая карта коньяка (1965 г.): 1 — мергели; 2 — известняки песчаные. Остальные условные обозначения те же, что и на рис. 1.

части. В Восточной Туркмении отлагались глинистые осадки, а Западная представляла приподнятую контрастную область, где преобладали процессы разрушения предшествующих отложений.

Во второй половине раннего коньяка значительные участки территории западной части Туркмении испытали опускание. В образовавшемся сравнительно однородном бассейне отлагались преимущественно мергели, переходившие к востоку в алевролитово-глинистые отложения. В полосе Фараб — Коша-Булак появились прослои известковистых песчаников и песчаных известняков с остатками устриц. Резкая смена вещественного состава (и мощности) нижнеконьякских отложений свидетельствует об их образовании в различных структурно-фациальных зонах, что контролируется наличием разлома древнего заложения между Фарабом и Наразымом. Завершается повсеместно коньякский ярус отложением осадков — известковых в западной и алевролитных в восточной частях Туркмении.

Из приведенного описания можно предполагать, что коньякский бассейн был сравнительно резко дифференцированным батиметрически. Вся северная часть Туркмении находилась в пределах мелководного шельфа, погружающегося в южном направлении, на что указывает обогащение отложений преимущественно остатками планктонных фораминифер. Устричные встречаются редко. Глубоководная часть также не оставалась однородной: на территории Низменных Каракумов существовали отмели и острова, влияющие на характер осадков в различные моменты коньякского века.

Почти все депрессии образовались на месте предыдущих выступов. Изопахиты и зона распространения перерыва совпадает с расположением литологических зон.

На территории Восточной Туркмении распределение мощности коньякских отложений подобно отложениям раннетуронского времени. В западной части Туркмении простирание структурных элементов унаследовано от позднетуронского времени, в восточной — они занимают поперечное (к позднетуронскому) положение. Вместе с тем по глубинам бассейна, изменению мощности и вещественного состава осадков отмечается разделение территории Туркмении на две части в меридиональном направлении.

В начальный момент сантона образуется ряд выступов, на которых наблюдается несогласное залегание нижнего сантона. Размыв в различных районах проявился не одинаково. В районах Туаркыра и Бахардока отмечается только перерыв между нижним сантоном и коньяком. Местами наблюдается высокое положение дна бассейна (возможно, в виде отмелей) до второй половины раннего сантона (Ербент, Восточное Заунгузье); в других районах (Байрам-Али) произошло более резкое сокращение мощности коньякских отложений. К началу сантона произошло выравнивание значительной части территории Туркмении, результатом которого является широкая площадная трансгрессия и отложение однородных осадков.

На территории Центральных и Северных Каракумов вследствие приподнятого их положения, вероятно, отлагались мергельно-глинистые маломощные осадки. В южной части Туркмении — от Туаркыра, вдоль Конет-Дага, до Кушки — полосой накапливаются вначале мергели (замещающиеся вверх по разрезу известковыми глинами с прослоями мергелей), переходящие к востоку и северо-востоку в глинисто-алевролитовые отложения. В Примударынской зоне (на участках Фараб — Коша-Булак) разрез обогащается прослоями песчаных известняков, известковых песчаников и алевролитов с остатками устриц. Южнее

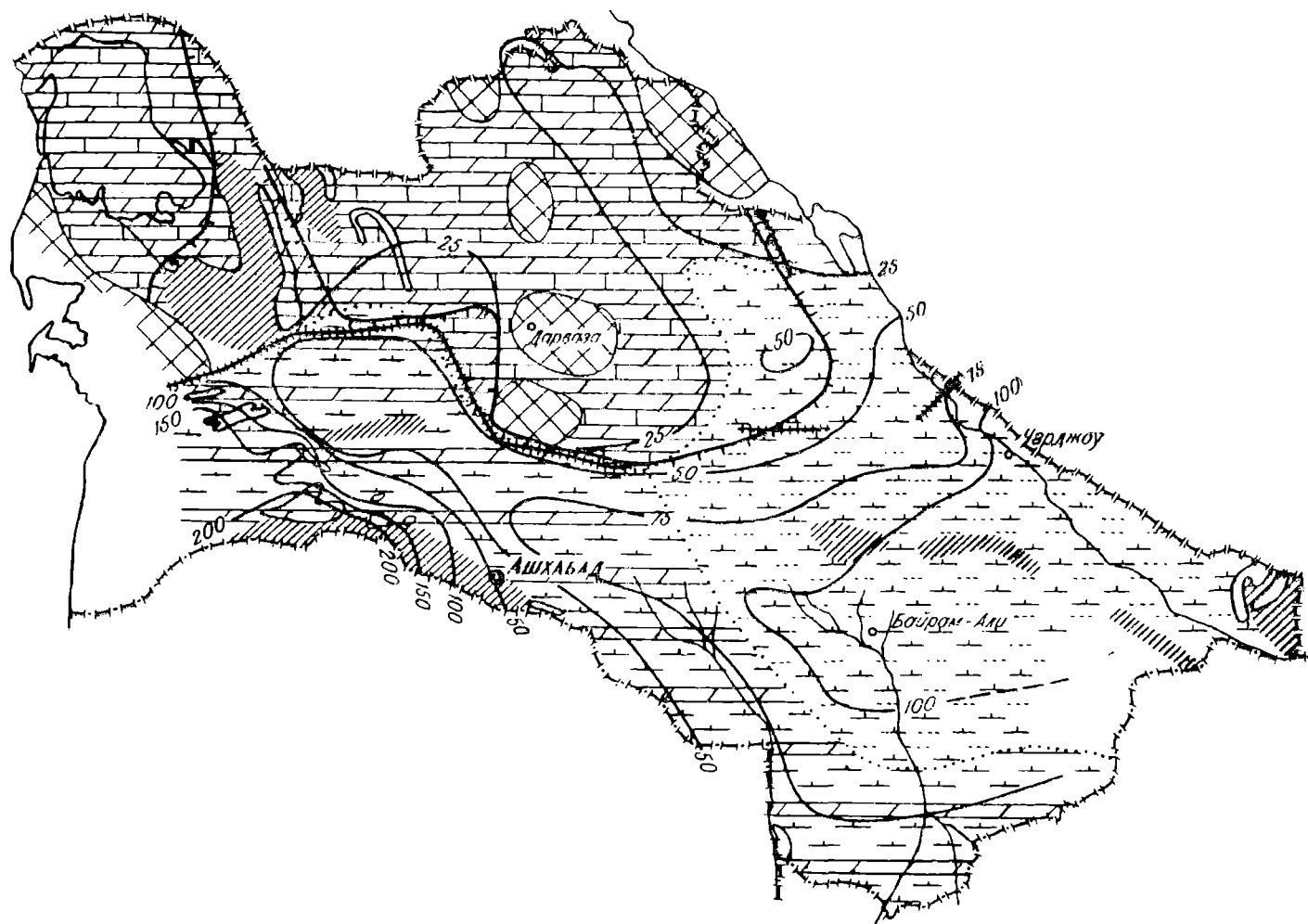


Рис. 5. Литолого-палеогеографическая карта позднего сантона. Условные обозначения см. рис. 1;

Чарджоу нижнесантонские отложения представлены преимущественно известковыми глинами с редкими тонкими прослоями известняков, алевролитов, песчаников с остатками устриц.

Раннесантонское время почти полностью унаследовало палеогеографические условия коньякского века. Отличие заключается в сокращении площади распространения региональных перерывов. Последние сосредоточиваются в пределах локальных участков, свидетельствуя о некотором «затухании» тектонических движений на территории Туркмении в региональном плане.

Начало позднего сантона отмечается новыми вертикальными перемещениями положительного знака на больших площадях (рис. 5), в результате чего были размыты нижнесантонские, коньякские и туронские отложения (в разных районах).

В Центральных и Северных Каракумах отложения верхнего турона были слабо затронуты размывом. В общем глубина размыва возрастает к северу. В восточной части Туркмении стратиграфическая глубина его уменьшается вследствие устойчивого унаследованного прогибания.

На значительной территории Северной и Северо-Западной Туркмении образовался мелководный шельф с рядом отмелей (или островов), в пределах которого накапливались небольшой мощности мергели с ходами илоедов в верхней части. К югу и юго-востоку глубина шельфа увеличивалась. Здесь накапливались глины с прослоями мергелей и известняков (Копет-Даг—Кушка). Восточнее и северо-восточнее осаждаются глины с редкими прослоями алевролитов, переходящие к западу и югу в мергели и известняки соответственно.

В пределах Туркмении в позднесантонское время проявился ряд сравнительно крупных тектонических элементов, осложненных более мелкими. Последние, в отличие от подобных им существовавших в коньякское время, не влияли на изменение литологических особенностей отлагающихся осадков. Указанные локальные поднятия отмечаются общим сокращением элементов разреза и выпадением в сторону поднятий отдельных горизонтов снизу.

Кампанский век — самый спокойный в тектоническом отношении — характеризуется наибольшим литологическим единообразием и увеличением площади развития карбонатных отложений.

Кампанский ярус залегает несогласно на сантонском только в восточной части Туркмении. В Гаурдак-Кугитантском районе сантонский век завершается накоплением гипсоносных глин и гипсов.

В западной части Туркмении перерыв в основании кампана обусловлен ростом отдельных структур в течение позднесантонского времени.

В начале кампанского века границы бассейна значительно расширились, трансгрессия достигла максимальной величины за всю историю позднемелового времени. В течение раннекампанского времени это был плоский морской бассейн, дно которого лишь местами выступало в виде отмелей, на которых не происходило формирования раннекампанских осадков. В образовавшемся к началу кампана мелководном бассейне отлагались на большом пространстве пелитоморфные известняки с прослоями мергелей, сменяющиеся мергелями с прослоями известняков и глин (в меридиональной полосе Восточное Зангузье—Кушка) и восточнее (Байрам-Али) карбонатными алевролитами с тонкими прослоями мергелей. В Приамударьинской зоне среди алевролитов встречаются прослои устричников.

Начало второй половины раннего кампана отмечается местами перерывом, имевшим, по-видимому, ограниченное распространение.

В западной части сильнокарбонатные осадки первой половины нижнего кампана сменяются менее карбонатными — мергелями и известковыми глинами (Копет-Даг). В восточной части алевролитовые отложения сменяются глинами.

Изменения мощности нижнего кампана обусловлены почти исключительно синхронными колебательными процессами. В общем мощность возрастает с севера на юг и юго-восток. Впервые за все позднемеловое время центр максимального прогибания перемещается в южную часть описываемой территории на место современных складчатых областей и сохраняется уже до конца позднего мела достаточно четко.

Начало позднекампанского века характеризуется унаследованностью общих черт геологического развития раннего кампана. Происходит погружение отдельных блоков, занимавших ранее высокое положение (район Серного завода, Восточное Заунгузье), и воздымание дна бассейна в южной части территории. Положительные движения проявились также в Примударьинской зоне, выразившиеся в образовании фосфоритовых горизонтов и частичном размытии нижнекампанских осадков. После этого установилось стабильное осадконакопление. На западе отлагаются мергели с редкими прослоями известняков, восточнее отложения становятся менее карбонатными и далее переходят в глины с редкими прослоями глинистых алевролитов.

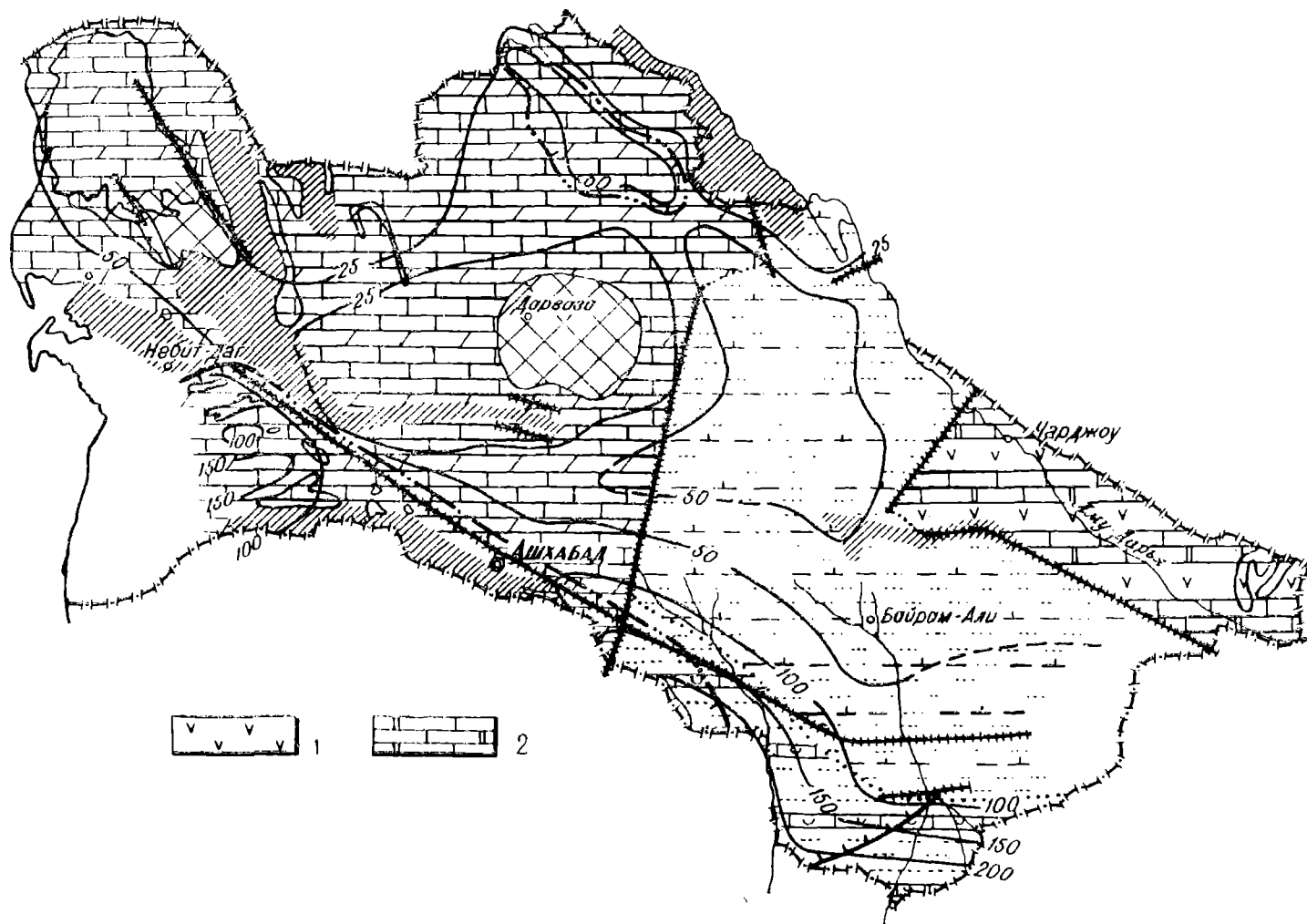
Во второй половине позднего кампана намечается тенденция к обмелению — увеличивается известковистость осадков. В западной части возрастает роль известняков, определивших относительно благоприятные условия для развития двустворчатых моллюсков. Восточнее отлагались глины с повышенным содержанием прослоев алевролитов, с остатками устриц, одиночных кораллов, рудистов (юго-западные отроги Гиссара).

Общая тенденция изменения мощности верхнего кампана сохраняется такой же, как и для нижнего. Происходит сокращение ее с севера на юг, но с более резкой дифференцированностью ее значений. Большинство впадин образовалось на месте отсутствия нижнекампанских (и более ранних) отложений. Впадины выражаются не только общим увеличением мощности отдельных элементов разреза, но также и уменьшением карбонатности. В их пределах отлагались преимущественно глины с прослоями мергелей, переходящие в смежных районах в мергели с прослоями известняков. Наиболее ярким примером может служить Ербентский верхнесеноманский врез (Блискавка и др., 1964).

Раннемаастрихтское время почти полностью унаследовало палеогеографические условия конца кампанского века. В западной части единого для всей Туркмении бассейна, вследствие увеличения расчлененности области сноса в конце позднекампанского времени, отлагались вначале преимущественно известняки (иногда органогенные) с прослоями мергелей. Восточнее известняки постепенно переходят в карбонатно-глинистые и преимущественно в алевролитовые отложения с прослоями мергелей. В отложениях нижнего маастрихта отмечается преобладание бентонных фораминифер, а также встречаются остатки устриц, приуроченные к известковым и алевролитовым прослоям.

В начале второй половины раннего маастрихта ряд районов Туркмении испытал восходящие движения, вызывшие размыв ранее отложившихся осадков первой половины раннего маастрихта*. Изме-

* Достаточно четко восходящие движения зафиксировались на Большом Балхане. Здесь в основании маастрихта, залегающего местами на нижнем сеномане, присутствуют галунно-конкреции с сеноманскими иноцеррами, диссертские камнеточками, что, по мнению некоторых авторов (Геккер, Успенская, 1966), связано с остатками в процессе седиментации.



ис. 6. Литолого-палеогеографическая карта южного маастрихта:
 доломиты и доломитизированные известняки

1 — гипсы и ангидриты; 2

ление вещественного состава отложений происходит только в региональном плане и не отмечается для отдельных районов, расположенных в непосредственном соседстве с зонами современного отсутствия отложений. Во второй половине раннего маастрихта на западе отлагались глинистые известняки и мергели, переходившие к востоку в преимущественно глинистые отложения.

Изменение мощности нижнего маастрихта укладывается в общую закономерность, отмеченную для кампанского времени, то есть она в общем увеличивается с севера на юг, указывая на общий наклон Туранской плиты к югу, несмотря на развитие региональных перерывов (в отличие от кампанского времени).

В общих чертах тектоническое строение территории Туркмении, отмечающееся для раннего маастрихта, сходно с современным.

К концу второй половины раннего маастрихта намечается тенденция к обмелению, менее карбонатные осадки сменяются более карбонатными и грубообломочными (рис. 6). Местами это обмеление завершалось выходом морского дна из-под уровня воды и частичным (Кушка) или полным (Бахардок, Оюклы) размывом синхронных осадков. Однако этот перерыв имеет локальное распространение. По-видимому, на остальной территории Туркмении процесс осадконакопления не прерывался, несмотря на всеобщее обмеление бассейна, в котором в западной части отлагались известняки. К востоку отложения становятся относительно менее карбонатными, но более грубыми — появляются прослои алевролитов, а на крайнем юге (Бадхыз, Кушка) — песчаников, песчанистых известняков, алевролитов, имеющих линзовидное переслаивание, со знаками ряби на плоскостях наслоения и линзами раковин двустворок.

Для описанных отложений (низы аналогов зоны *Inoceramus tegulatus* или подзоны *Belemnella powaki*) характерно обилие остатков пектенов, устриц, морских лилий, мшанок, морских ежей, аммонитов, в известняках Туаркыра слепки медуз, в Бадхызе рудисты, образующие иногда рудистовые горизонты.

В начале второй половины позднего маастрихта (время *Belemnella arkhangeliskii*) наметившееся ранее обмеление бассейна под влиянием положительных движений (начало ларамийской фазы складчатости) достигло своего апогея. Произошел перерыв в последовательном цикле осадконакопления на больших участках. По расколам фундамента наблюдается перемещение отдельных крупных и мелких блоков по всей территории Туркмении, но с различной интенсивностью. С образовавшихся поднятий смываются отложения верхнего и нижнего маастрихта. К середине второй половины позднего маастрихта образовалась поверхность выравнивания различного стратиграфического возраста. Продукты разрушения шли на формирование осадков верхней части маастрихта, о чем свидетельствуют сравнительно мощные прослои чистых кварцевых рыхлых песков (песчаников) в восточной части, зерна которых довольно хорошо окатаны по сравнению с угловатыми обломками минералов, входящих в состав пород верхнего мела. После наступившей затем трансгрессии образовался чрезвычайно мелководный бассейн с расчлененным дном, в котором на Западе Туркмении (исключая Большой Балхан, Малый Балхан, Западный и Центральный Копет-Даг) отлагались органогенно-обломочные песчанистые известняки, местами сильноизвестковистые песчаники.

К востоку и юго-востоку мелководный нормально морской бассейн переходит в лагунный, периодически превращающийся в морской, в котором осаждались песчанистые огипсованные доломиты, доломиты-

зированные известняки, органогенные известняки с рудистами и остатками крупных устриц, переслаивающиеся с кварцевыми песчаниками, с линзами известняков с рудистами (Восточное Заунгузье). В юго-восточной части количество доломитизированных карбонатных пород увеличивается, появляются прослои гипсов и ангидритов. В районе Кушки, Бадхыза и Восточного Копет-Дага формировалась мощная красноцветная толща, состоящая из переслаивающихся красноцветных и сероцветных алевролитов, песчаников с глауконитом, огипсованных красновато-коричневых глин, доломитов, доломитизированных известняков, известняков с рудистами (Восточный Копет-Даг), гипсов и ангидритов.

Из результатов исследования можно сделать ряд заключений.

1. Резкие колебания мощности отдельных стратиграфических подразделений обусловлены, с одной стороны, наличием интенсивно прогибающихся депрессий, а с другой, — наличием перемыслов и перерывов в процессе осадконакопления. Однозначные тектонические движения на территории Туркмении проявились следующим образом: лишь отдельные участки отличались различной интенсивностью подъема и опускания.

Наличие многочисленных перерывов позволяет утверждать, что они синхронны времени накопления осадков. Это обусловлено резкими скачкообразными движениями вдоль разломов в течение короткого времени. Поскольку время для данной территории абсолютно, то движения вдоль разломов и время действия процесса размыва должно быть также кратким, чтобы в последующем этапе «успеть» за процессом осадконакопления на всей территории. Это возможно лишь в том случае, если отложившийся осадок не успевает проходить стадию диагенеза. При этом условии разрушение осадка произойдет достаточно быстро. Видимо, этим можно объяснить хорошую сохранность (без следов переотложения) остатков фауны предшествующего времени (коньякских морских ежей в кампане Большого Балхана, туронских аммонитов в коньяке района Ербента). Уже после переотложения остатки фауны должны проходить стадию «литификации».

В ряде районов (Туаркыр, Копет-Даг, Кара-Шор) отмечается присутствие остатков нор ракообразных, указывающих на активную жизнедеятельность последних, поселяющихся в настоящее время в литорале с построением нор в рыхлом осадке. Присутствие сохранившихся нор ракообразных (и переотложенных остатков фауны) указывает на существование тектонически достаточно стабильных зон, в последующем испытывавших резкие погружения при необходимости больших скоростях осадконакопления как компенсация времени, «потраченного» на период разрушения предшествующих отложений. По-видимому, «отрезки времени, соответствующие накоплению видимых... пород, несоизмеримо малы по сравнению с длительностью перерывов (Рухин, 1959, стр. 14).

2. Южная часть Туранской плиты в пределах Туркмении имела в позднемеловое время наклон к югу. Наиболее приподнятой и менее

* Одним из примеров может служить Аляскинское землетрясение 1964 г., в результате которого дно моря размером $800 \times 130 - 230$ км поднялось местами до 10 м (Plafker et al., 1959), или мгновенное обмеление моря в районе Марокко в 1961 г. с 350 до 13 м (Жуков, 1964).

** По данным Е. Н. Егорова и Л. Г. Галанова (1966) пески, вынесенные из устья реки, были захоронены на глубину одного метра в течение недели; через семь месяцев они были обнаружены на глубине 4 м. По-видимому, это обстоятельство не исключает периода «эволюционного» медленного процесса (мм/год) осадконакопления.

всего прогибающейся была северная, северо-западная и западная части Туркмении, восточная и юго-восточная отличались максимальным прогибанием; центральная часть при этом занимает промежуточное положение.

3. Характер тектонических движений в течение времени был качественно отличным. В сеномане и туроне восходящие движения привели к образованию пологих, охватывающих большие пространства, поднятий. В результате усиления дифференцированности тектонических движений (дробление фундамента) несколько сокращаются площади перерывов и современного отсутствия осадков данного комплекса (нижний сенон), что завершается кампанским относительно спокойным геотектоническим режимом, сменяющимся в маастрихте качественно новыми движениями — сочетанием площадных перерывов с локализацией отдельных поднятий более низшего порядка.

4. В течение позднемелового времени происходит оживление некоторых разломов глубокого заложения по взаимно перекрещивающейся системе. Интенсивность этих проявлений также затухает с начала позднего мела и до кампанского века. В маастрихте она возрастает вместе с дифференцированностью движений по небольшим блокам.

5. Из рассмотрения истории позднемелового этапа обращает на себя внимание не только временная повторяемость общих черт в развитии территории Туркмении (появление лагунно-морских условий седиментаций, приуроченность внутриформационных перерывов к верхам сеномана, турона, верхам маастрихта; проявление мелководных условий седиментации в моменты, соответствующие поздним этапам седиментации — верхи нижнего сеномана, верхний турон, верхний маастрихт, глубоководных отложений в низах подъярусов сеномана, их площадное распространение, но также однонаправленность колебательных движений на всей площади Туркмении, выражающиеся в виде перерыва в основании комплекса. Интенсивность, форма и площадь этих проявлений меняется во времени и пространстве. Если в западной части положительные движения фиксируются в форме перерыва, то в восточной их результат иногда выражается в образовании красноцветных гипсоносных осадков (конец сеномана, турона, сантона, маастрихта).

Таким образом, территория платформенной части Туркмении разделяется на две части — западную и восточную — по частоте, площади распространения и форме проявления перерывов, стратиграфической полноте верхнемелового разреза, его литологическим особенностям, а также по величинам мощности отложений.

Положительные движения дна морского бассейна влияют на характер отложений. В общем случае обмеление обуславливает накопление известняков, переходящих по простирацию в песчаники и алевролиты. Очевидно, эти замещения по площади возможны в случае синхронного омоложения рельефа, т. е. положительные движения дна бассейна сопровождаются движениями того же знака в области сноса. В таком случае область однонаправляющих движений значительно расширяется.

Все вышеуказанные для территории Туркмении перерывы в основании стратиграфических комплексов прослеживаются в других районах СССР — на Русской платформе, на Кавказе и в Крыму, в ближайших районах Устюрта, Мангышлака, Западного Узбекистана, Казахстана и так далее, а также за пределами СССР (Or, 1930; Kaever, 1963; Campbell and Bürgl, 1965; James and Wynd, 1964). В результате этих перерывов чрезвычайно изменчива площадь современного развития отложений различных комплексов, также, как и на территории Туркмении.

Из этого можно заключить об односторонности и синхронности колебательных движений на чрезвычайно больших участках земного шара*. Видимо, это вряд ли объяснимо только скоростью расселения фауны из какого-то центра зарождения, поскольку геологически эта скорость является мгновенной. Д. В. Наливкин (1964) указывает, что «можно считать, что видообразование происходит одновременно в громадных бассейнах или в ряде бассейнов, свободно соединяющихся друг с другом». Именно таким бассейном являлся поздне меловой.

Выводы Д. В. Наливкина подтверждаются данными других авторов. Исследования М. А. Пергамента (1965) показывают, что характер развития фаун и последовательность их смены во времени очень сходны для бореальной области и Тетиса, стратиграфические схемы европейской части СССР соответствуют тихоокеанской. Аналогичные мысли высказаны И. А. Антроповым (1965), согласно которым изменения биофацциальных комплексов во времени и пространстве в процессе развития бассейна синхронны и совпадают со стратиграфическими границами соответствующих толщ.

Расселение и развитие фауны следует за процессами изменения карбонатности осадков (и бассейна) по разрезу. Вариации же карбонатности происходят одновременно, о чем свидетельствуют чрезвычайно сходные электрометрические характеристики верхнемеловых отложений Туркмении, района Астрахани, Дагестана, Устюрта, Эмбенского района (см. каротажные диаграммы в статьях Бененсона и др., 1960; Везировой, 1962 и т. д.). На этих диаграммах легко отыскиваются те же реперы, что и в разрезе Туркмении. При этом положение стратиграфических границ принципиально совпадает для всех указанных районов, что позволяет коррелировать верхнемеловые отложения на большом пространстве, и поэтому естественна синхронность перерывов вне зависимости от палеонтологических данных.

ЛИТЕРАТУРА

Айзенштадт Г. Е. Основные закономерности формирования соляных куполов и залежей нефти Прикаспийской впадины. В сб.: «Условия формирования и особенности нефтегазоносности солянокупольных структур», ч. I. Киев, 1966.

Амурский Г. И. О выделении Амударьинской синеклизы и Туркменской антиклизы в среднеазиатской части афганской платформы. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1965, № 9.

Антропов И. А. Значение палеобиогеографических исследований для выяснения особенностей строения и корреляции верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений центральной части Русской платформы. В сб.: «Тезисы XI Всесоюзного палеонтологического общества», 1965.

Арустамов А. Л. Поздне меловые брюхоногие моллюски Восточной Туркмении и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс., 1966.

Атабекян А. А., Лихачева А. А. Верхнемеловые отложения Западного Колет-Дага. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 10. Гостоптехиздат, 1961.

Атабекян А. А. О коньякских отложениях Западного Колет-Дага. «Изв. АН СССР», сер. ФТХиГН, № 5, 1965.

Бабаев А. Г. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. Изд-во «Недра», 1966.

Билескава А. Г. и др. Ербентский верхнемеловый разрез. Тр. ГПГК, вып. 2. Дushабад, 1964.

Бененсон В. В., Мовшович Э. Б. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность Астраханской зоны поднятий. «Новости нефтяной техники», 1960, № 3.

Везирова А. Д. Новые данные о коллекторских свойствах верхнемеловых известняков Восточного Предкавказья. Нов. нефт. и газ. техн., № 12, 1962.

* Аналогичные выводы получены рядом авторов с применением различных методов исследования: литолого-формационного метода (Казаринов, 1965), фацциального и стратиграфического анализа (Крейденков, Меламед, 1965; Пяновская, 1966; Айзенштадт, 1966), а также по данным анализа изменений упругих свойств Земли во времени (Грачев, 1965).

Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Г. И. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, ч. 2. Изд-во АН СССР, 1962.

Геккер Р. Ф., Успенская Е. А. Об индикаторном значении сглаженных поверхностей изветствиков, исверженных камнеточаши. В сб.: «Организм и среда в геологическом прошлом». Изд-во «Наука», 1966.

Грачев А. Ф. О связи перемещения полюсов с горообразованием (к решению задачи Эри-Голда). В сб.: «V совещание по проблемам планетологии, 1965», 1965.

Егоров Е. Н., Галанов Л. Г. Об уходе прибрежных наносов в подводные каньоны. Тезисы докладов. Второй международный океанографический конгресс, 1966. Изд-во «Наука», 1966.

Егоиц В. Л. Тектоническое развитие Западного Предкавказья в меловом периоде. В сб.: «Особенности геологического строения и нефтегазоносность Предкавказья и сопредельных территорий». Изд-во «Наука», 1966.

Жуков Р. А. Тектогенез и глубинные разломы. В сб.: «Глубинные разломы». Изд-во «Недра», 1964.

Казаринов В. П. Теория и практика литолого-формационного анализа. «Советская геология», 1965, № 8.

Крейденов Г. П., Меламед Я. Р. О синхронности альпийских тектонических фаз Дарвазы и Южного Тянь-Шаня. ДАН СССР, № 6, 164, 1965.

Куницкая Т. Н. и др. Верхний мел. Условия осадконакопления и геохимическая характеристика мезо-кайнозойских отложений западных районов Средней Азии. Изд-во «Недра», 1964.

Миркамалов Х. Х., Кенжуханов Т. Х. Об объеме сеноманского яруса в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Узб. геол. ж., № 3, 1966.

Наливкин Д. Е. Установление видов в палеонтологии. В сб.: «Вопросы закономерностей и форм развития органического мира». Труды VII сессии Всесоюзного Палеонтологического общества. Изд-во «Недра», 1964.

Ог Э. Геология ОНТИ, 1930.

Пергамент М. А. Иноцерамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области. Тр. ГИН АН СССР, вып. 118, 1965.

Пяновская Н. А. История геологического развития Центральных Кызылкумов. Автореф. канд. дисс., 1966.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостехиздат, 1959.

Соколовская Л. А. Литология и условия образования верхнемеловых отложений Северо-Восточной Туркмении. Автореф. канд. дисс., 1966.

Типовые разрезы мела и палеогена закрытых районов Туркмении. Тр. МГ СМ ТССР, вып. 4. Ашхабад, 1966.

Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. Сборник. Изд-во «Наука», 1966.

Успенская Н. Ю. Сравнительная характеристика условий нефтегазоносности Западно-Европейской и Скифско-Туранской эпипалеозойских платформ. «Геология нефти и газа», 1967, № 1.

Фартуков М. М. Фации и геологическая история Туркмении в позднемеловую эпоху. Труды ГИГК, вып. 2, Ашхабад, 1964.

Фартуков М. М. Верхний мел платформенной области Туркмении. Автореф. канд. дисс., 1966.

Ятченко Л. Д. Особенности границы туронского и коньякского ярусов районов Синджоу и Сайд-Кердери (Западный Копет-Дар). «Изв. АН ТССР», сер. ФТХиГН, № 5, 1963.

Ятченко Л. Д. О туранских и нижнеконьякских отложениях Эйшемской антиклинали. «Изв. АН ТССР», сер. ФТХиГН, № 3, 1964.

Campbell C. J. and Bürgi H. Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America. «Geol. Soc. of America Bull.», N 5, m. 76, 1965.

James G. A. and Wynd J. G. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium Agreement Area. «Bull. America Petr. Geol.», N 12, m. 49, 1964.

Kaever M. Das djar-Kreide-Tertiar-Profil und seine Stellung in der Oberkreide Zentral Afghanistans. «Nenes Jahrb. Geol. und Palaeont. Monatsh.», N 12, 1963.

Plafker G., Grantz A., Kachadoorian R., May O., Gryc G. Geologic effects of the Good Friday earthquake in southern Alaska. «Geol. Soc. America spec. paper», N 82, 1965.

П. М. БУТУЗОВ,
В. А. АНДРОСОВ

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕНОВОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ ТУРКМЕНИСТАНА

Широко распространенные на территории Туркмении палеоген-нижнемiocеновые отложения* образуют самостоятельный структурно-формационный комплекс, отвечающий крупному региональному проявлению колебательных движений. Этот комплекс отличается по условиям осадконакопления от подстилающего и перекрывающего и ограничен в кровле и подошве региональными перерывами.

В различных районах Туркмении рассматриваемый комплекс представлен с неодинаковой полнотой. В местах наиболее полного его развития — прогибах платформенной (Дарьялык-Дауданский, Заунгузский прогиб, Мургабская впадина) и геосинклинальной (Западный Копет-Даг) областей в его строении участвуют породы, сформировавшиеся в результате единого седиментационного цикла.

Палеогеновый этап развития по характеру движений и типам накопившихся отложений разделяется на три подэтапа: первый (данный — ранний эоцен), характеризующийся относительно неустойчивыми условиями осадконакопления, второй (средний — верхний эоцен) — стабильным осадконакоплением, и третий (верхний эоцен — нижний миоцен) — структурноформирующий подэтап, для которого характерна перестройка структурного плана.

Отличительной особенностью первого подэтапа является унаследованный (от мелового) характер развития в начальный период и зарождение новых черт развития, свойственных собственно палеогеновому этапу.

Нижняя граница почти повсеместно определяется региональным датским размывом маастрихтских отложений.

В составе первого подкомплекса преобладают карбонатные породы (Атлас., 1964), широко развитые в пределах современного горного обрамления Южной Туркмении (Куба-Даг, Большой Балхан, Малый Балхан, Копет-Даг и Бадхыз) и в меньшей степени — в более северных районах (Каракумы, Кара-Шор, Туаркыр). Характерной особенностью разрезов этого подкомплекса в платформенной области является наличие перемывов (Туаркыр, Центральные и Заунгузские Каракумы), выпадение из разреза отдельных частей (низовье Аму-Дарьи), а местами полное отсутствие всего дания и нижнего палеоцена (Южное Приаралье).

* В состав этого комплекса включен и датский ярус, распространенный преимущественно в восточных районах Туркмении.

Тектонические движения (ларамийские) на рубеже мела и палеогена, определившие нижнюю границу структурно-формационного комплекса, продолжались с меньшей интенсивностью и позднее, вызвав ряд перерывов различной амплитуды внутри и в кровле палеогена. Сокращения площадей размывов и их амплитуд от подошвы комплекса к кровле свидетельствуют о постепенном затухании ранее дифференцированных движений. В целом начало первого подэтапа характеризуется относительно приподнятым положением платформенной области (Туаркыр, Каракумы, Южное Приаралье). Здесь четко выделялись западный, центральный и восточный районы, характеризующиеся относительно неустойчивым режимом осадконакопления. Наиболее опущенной была центральная часть (район современного Центрально-Каракумского сводового поднятия). Западный и восточный участки по отношению к нему испытывали отставание в погружении. Крайний северный район на протяжении всего первого подэтапа испытывал устойчивое поднятие, что обусловило выпадение из разреза всей нижнепалеогеновой части.

Анализ истории развития в раннем палеогене района Копетдагской миогеосинклинали показывает, что начавшийся еще в поздне-меловую эпоху распад ее продолжался. Более четко обособляется Западно-Копетдагская депрессия, которая так же, как и в мелу, продолжала интенсивно прогибаться. Другая часть Копет-Дага (включая и район Бадхыза) отличалась от Западно-Копетдагской неустойчивым тектоническим режимом и в целом отставала в погружении. Относительно устойчивое опускание испытывала определенная территория современного Предкопетдагского прогиба, особенно его центральная и восточная части.

Отличительной особенностью второго подэтапа является относительно равномерное осадконакопление в пределах платформы и в Копетдагской миогеосинклинали. Этот комплекс представлен красноцветными карбонатами (Красноводский полуостров, Предкарабогазье, Каракумы, Западный Копет-Даг) мощностью до 150 м; на остальной части рассматриваемой территории — терригенными сероцветными осадками мощностью до 500 м. В пределах большей части Копет-Дага в верхней части разреза широко развиты нуммулитовые фации (до 100 м), а в Бадхызе и Кушкинском районе — терригенно-вулканогенные породы (230 м).

Нижняя граница подкомплекса на большей части территории определяется четкой сменой литологии пород и поверхностью размыва (низовье Аму-Дарьи). Большая выдержанность по площади литологического состава при относительно равномерном изменении мощностей свидетельствует о спокойном в целом тектоническом режиме в это время. Близкие к копетдагским значения мощностей среднего эоцена на платформе указывают в свою очередь на равномерность прогибания всего региона. Наиболее приподнятыми в платформенной области были западные районы (Прикарабогазье, Туаркыр). Центральные и восточные районы продолжали прогибаться, однако и в их пределах выделяются отдельные участки, отстававшие в общем прогибании (Серный завод, Чешминский район, Кара-Шор). Эти относительные поднятия обусловлены положительными движениями блоков по разломам. Так, например, на сернозаводском участке отмечено резкое колебание мощностей (от 5 до 140 м) нижней части среднего эоцена и здесь обнаружены следы интенсивных подводносползневых явлений (Габриэлянц, Блискавка, 1960). Участки повышенных мощностей совпадают с погруженными тектоническими блоками. На Бадхызе в результате движений блоков

по разломам проявилась первая в палеогене фаза вулканизма и образовалась среднеэоценовая (кушкинская) вулканогенная пачка.

Широкое развитие терригенных сероцветных пород в пределах Центрального и Восточного Копет-Дага, наличие «нуммулитовых фаций», протягивающихся вдоль их северной границы, и повышенное содержание здесь же терригенного материала — все это свидетельствует об относительном воздымании этих районов в среднепалеогеновое время.

Иной режим тектонического развития характерен для западной части Копетдагской многоосинклинали. В целом здесь преобладало относительно спокойное погружение. Однако Западно-Копетдагская остаточная депрессия обособляется еще более четко. Вместе с тем в ее пределах уже наметились изменения, выразившиеся в различной степени прогибания отдельных районов; на западе мощность среднеэоценовых отложений равна 140 м, в центре — 650 м, то есть уже в это время намечается обособленность депрессии с запада.

Третий подэтап характеризует заключительные стадии развития палеогенового этапа, в конце которого наметилась активная перестройка структурного плана всего региона.

Нижняя граница этого подкомплекса литологически четко выражена. В районе Кара-Шора его отложения с разрывом налегают на породы верхнего мела, в районах Серного завода — на палеоценовые и в низовых Аму-Дарьи на палеоценовые и верхнемеловые (от кампана до сеноман-турона).

Верхнеэоцен-нижнемiocеновая толща представлена преимущественно терригенными (до 1200 м) и карбонатными (до 150 м) породами, распространенными главным образом в северных районах, и породами вулканогенно-осадочной толщи (до 500 м), развитыми на крайнем юго-востоке Туркмении.

Относительно спокойное, унаследованное прогибание в это время сохранилось лишь в пределах северной части территории. Здесь как и ранее накапливались карбонатные и терригенно-пестроцветные отложения, выполнившие Дарьялык-Дауданский прогиб. На ряде поднятий (Арало-Кизылкумский и Центрально-Устюртский валы) осадки не отлагались. В Бадхызе и Кушкинском районе в это время происходило трехкратное подводное и наземное излияние магмы, образовавшей вместе с нормально-морскими осадками довольно мощную вулканогенно-осадочную толщу.

Большая часть территории юго-востока в это время представляла приподнятую область с сильно расчлененным подводным и надводным рельефом. К северу от районов с широко развитой вулканической деятельностью, видимо, располагался крупный прогиб (в пределах современной Мургабской впадины), компенсирующий поднятие на юге Банд-и-Туркестана (Амурский и др., 1961). В пределах многоосинклинали происходил дальнейший подъем и ранее наиболее приподнятых центральной и восточной областей.

На месте существовавшего среднепалеогенового прогиба образовался ряд поднятий и впадин, осложняющих южное крыло крупного Предкопетдагского краевого прогиба. К этому же времени, видимо, следует относить первое выражение в рельефе разрывных нарушений, широко распространенных в настоящее время в этих районах.

Копетдагский глубинный разлом, располагающийся косо по отношению к субширотным фациальным зонам палеогена, в позднем палеогене — раннем миоцене испытывал интенсивные движения (Ятченко, 1966). В зоне этого глубинного разлома к началу миоцена была обра-

зована цепочка островов и отмелей. Эта зона являлась структурным, а в отдельные моменты, видимо, и фациальным «барьером», по обе стороны от которого интенсивность нисходящих движений, состав отложений и так далее были различны. Эта прерывистая полоса поднятий еще больше обособила западно-копетдагскую депрессию. Вероятно, депрессия обособлялась и с запада, в районе современных погребенных складок. В западно-копетдагской депрессии в позднепалеогеновое время проявились движения, разделившие ранее единую область прогибания на отдельные поднятия и прогибы, форма и размеры которых в последующем резко изменились. Палеогеновый этап развития завершился в раннем миоцене, а резкое изменение геотектонического режима, типа осадков и условий их накопления произошли в предтортонское время. Этот важнейший геологический рубеж ознаменовал наступление нового, качественного иного этапа развития, во время которого на месте геосинклинального прогиба стал развиваться ороген Копет-Дага; на южных, наиболее мобильных окраинах платформы возникли эпиплатформенные орогены, и на равнинных пространствах платформы стали накапливаться преимущественно континентальные образования неоген-четвертичного покрова.

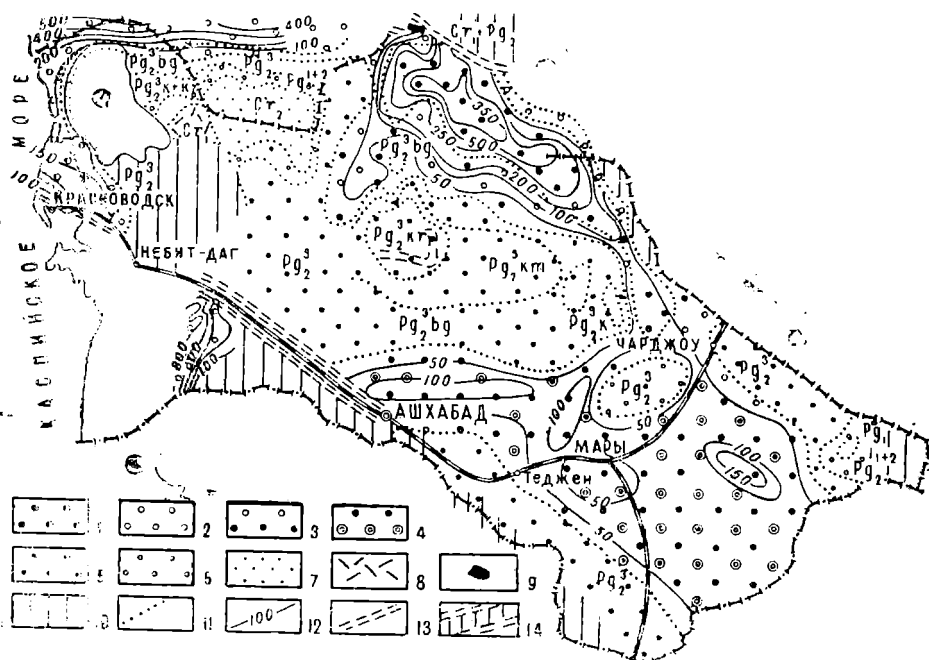


Рис. 1 Палеогеологическая карта к началу тортонского осадконакопления. Составили В. А. Андросов, Г. И. Амурский, П. М. Бутузов (1967 г.)
Распространение отложений к началу тортонского осадконакопления: 1—дарьяльская свита ($P_3^3 - N_1^1$); 2—майкопская толща ($P_3^3 - N_1^1$); 3—нижний—средний олигоцен (P_g^{1+2}); 4—верхний эоцен ($P_{g_2}^3$ к — кумская свита, $P_{g_2}^3$ в д — белоглинский горизонт, $P_{g_2}^3$ кр — керестинский горизонт); 5—палеоцен—средний эоцен ($P_{g_1}^3$ в h — бухарские слои, $P_{g_2}^{1+2}$ — нижний—средний эоцен нерасчлененные); 6 — верхний мел; 7 — нижний мел; 8, 9, 10 — выходы мезозойских и палеозойских пород в результате неоднократных послетортонских размывов; 11 — геологические границы; 12 — изоахиты олигоценовых отложений; 13 — разрывные нарушения и флексуры; 14 — зоны, движения по которым были интенсивными в предтортонское время; 14 — высокоподнятая зона горст-антиклиналей Копетдагского глубинного разлома.

К началу тортонского века на платформенной области (рис. 1) был создан сложный структурный план, в некоторых участках отличный от существовавших в мезозое и палеогене.

Наиболее приподнятыми к этому времени были Туаркыр, Кум-Себшен и Кара-Шор, где на предтортонскую поверхность размыва были выведены юрские (?) нижнемеловые (Туаркыр), верхнемеловые (Кум-Себшен, Кара-Шор) отложения. Приподнятыми были также районы Центрально-Каракумского свода и Восточного Заунгузья. Здесь на предтортонскую поверхность размыва были выведены верхнеэоценовые отложения.

Анализ строения поверхности предтортонского размыва свидетельствует о интенсивных структуроформирующих движениях, завершивших палеоген-раннемиоценовый этап развития территории Туркмении. Этой поверхностью обусловлена и верхняя граница рассматриваемого структурно-формационного комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас литолого-фациальных и геохимических карт западных районов Средней Азии. Госгеолиздат, 1964.

Амурский Г. И., Мильштейн Д. М., Смирнов Л. Н. Современная структура и основные черты развития Юго-Восточной Туркмении. Изд-во АН СССР, 1961.

Габриэлянц Г. А., Блискавка А. Г. О тектонических нарушениях в центральной части Каракумов. Тр. ВНИГНИ, вып. 30. Гостоптехиздат, 1960.

Ятченко Л. Д. О возрасте диагональных разрывов Западного Копет-Дага. «Изв. АН СССР», сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 5, 1966.

В. Т. ВОЛОВИК,
Л. Б. НЕВОДЧИКОВА

ВЫРАЖЕНИЕ НЕКОТОРЫХ РАЗЛОМОВ ПЛАТФОРМЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ ТУРКМЕНИИ В СОВРЕМЕННОМ РЕЛЬЕФЕ

В результате проведения большого комплекса геолого-геофизических исследований на платформенной территории Туркмении выявлено значительное количество различных разрывных нарушений. Они различаются по глубине заложения и пропикновения, простиранию, соотношению со структурными элементами, времени возникновения и истории развития, по генезису и, естественно, форме выражения в современном рельефе.

Различные по своему структурно-тектоническому значению (соотношению с разнорядковыми структурными элементами платформы) разломы по разному отражаются в современном рельефе. Среди них могут быть выделены: 1. Системы крупных региональных разломов, ограничивающие Туранскую платформу и отделяющие ее на юге от горноскладчатых сооружений (Кубадаг-Балханских, Копетдагских, Бандитуркестанских и Гиссарских). 2. Крупные региональные глубинные разломы, разделяющие Туранскую плиту на надпорядковые элементы (антеклизы и синеклизы). 3. Транзитные системы разломов, пересекающие альпийские горноскладчатые сооружения Копет-Дага и Аладаг-Биналуда, и надпорядковые элементы эпигерцинской (эпипалеозойской) платформы. 4. Региональные глубинные и глубокого заложения разломы (и их зоны), разбивающие основные структурные элементы фундамента платформы на крупные глыбы. 5. Разломы и зоны разломов, дробящие основные структурные элементы платформы на различные блоки и осложняющие их. 6. Локальные расколы (нарушения), осложняющие небольшие блоки и локальные складки.

Пояс разломов, разграничивающий платформенную и горноскладчатую области, на территории Туркмении представлен (с запада на восток) Кубадаг-Большебалханским, Центрально-Копетдагским, Восточно-Копетдагским, Предбандитуркестанским глубинными разломами и Предюжногиссарской зоной разрывных нарушений.

Кубадаг-Большебалханский (рис. 1, I^a) глубинный разлом является западным звеном пояса разломов, разграничивающих платформенную и горноскладчатые области. Это звено представляет собой горст-антиклинальные шовно-глыбовые сооружения Куба-Дага и Большого Балхана, ограниченные с севера и юга разломами глубокого заложения.

Профилем ГСЗ, пересекающим Большой Балхан, выявлена тройная система глубинного разлома, проникающая на глубину более 30 км

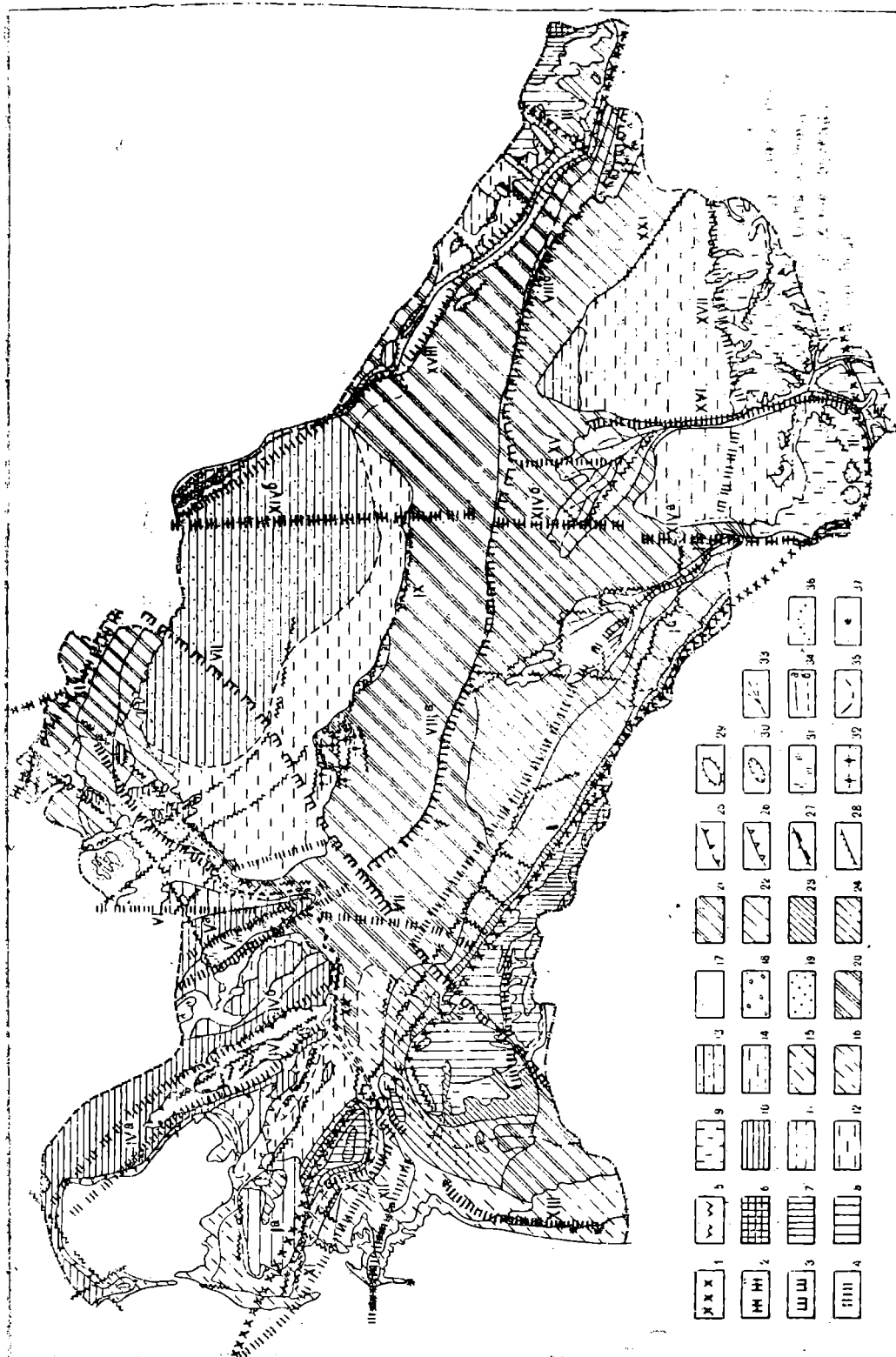


Рис. 1. Карта выражения некоторых разломов платформенной территории Туркмении в современном рельефе. Структурно-тектоническая характеристика разломов: 1—системы крупных региональных разломов, ограничивающие Туранскую платформу и отделяющие ее от горноскладчатых сооружений (Кубадаг-Балханских, Копетдагских, Бандитуркестанских и Гиссарских); 2—крупные региональные глубинные разломы, разделяющие Туранскую плиту на надпорядковые элементы (антеклизы и синеклизы); 3—транзитные системы разломов, рассекающие альпийские горноскладчатые сооружения Копет-Дага и Аладаг-Биналуда и надпорядковые элементы эпигерцинской (эпипалеозойской) платформы; 4—региональные глубинные и глубокого заложения разломы (и их зоны), разбивающие основные структурные элементы фундамента платформы на крупные глыбы; 5—разломы и зоны разломов, дробящие основные элементы платформы на различные блоки (и осложняющие последние).

Морфологическая характеристика рельефа.

А. Комплекс денудационно-тектонических типов рельефа: 6—высокогорный олигоцен-миоценовый рельеф; 7—среднегорный плиоценовый рельеф; 8—низкогорный послеплиоценовый рельеф; 9—адыровый рельеф холмогорий послеплиоценового возраста. Б. Комплекс денудационных типов рельефа. I.—Структурно-денудационный тип: 10—волнистые расчлененные среднеплиоценовые равнины; 11—пологоволнистые слабосложенные верхнеплиоценовые равнины; 12—волнистые расчлененные послеплиоценовые равнины. II.—Эрозионно-дефляционный тип: 13—волнистые послесреднеплиоценовые равнины; 14—холмистогрядовый и грядово-останцовый (кыровый) рельеф.

В. Комплекс аккумулятивных типов. I.—Морские равнины: 15—верхнечетвертичные (хвалынские); 16—современные (новокаспийские). II.—Озерные равнины: 17—нижнечетвертичные; 18—раннесовременные; 19—позднесовременные. III.—Аллювиально-дельтовые равнины: 20—среднечетвертичные; 21—верхнечетвертичные; 22—современные. IV.—Аллювиально-пролювиальные равнины: 23—среднечетвертичные; 24—верхнечетвертично-современные.

Г. Прочие условные обозначения: 25—крутые денудационные уступы (чинки); 26—выположенные денудационные уступы; 27—куэсты; 28—эрозионные уступы; 29—плосковерхие останцы; 30—замкнутые котловины; 31—солончаки; 32—геоморфологические границы: а—уверенные, б—предполагаемые; 33—граница максимальной (хвалынской) трансгрессии Каспия; 34—граница максимального распространения Сарыкамышского озерного бассейна; 35—грязевые вулканы; 36—серные бугры; 37—сухие русла. Названия разломов (их звеньев, зон и систем): I—Центрально-Копетдагский; I а—Кубадаг-Большебалханский; I б—Восточно-Копетдагский; II—Предбандитуркестанская зона; III—Предюжногиссарская; IV—Центрально-Туаркырский разлом; IV^а—Западно-Туаркырский; IV^б—Восточно-Туаркырский; V—Западно-Карашорский; V^а—Восточно-Карашорский; VI—Сарыкамыш-Копетдагский; VII—Эльбурс-Кизылординская зона, VII^а—Чешме-Ербентское звено Каракумской зоны; VII^б—Донгузсырт-Чешминское звено Каракумской зоны; IX—Унгузский; X—Джебелский; XI—Апшероно-Копетдагский; XII—Челекено-Копетдагский; XIII—Гограндаг-Окаремский; XIV^а—Серахское звено Теджен-Питнякского разлома; XIV^б—Западно-Марыйское звено Теджен-Питнякского разлома; XIV^в—Камышлинское звено Теджен-Питнякского разлома; XV—Байрамалийский разлом; XVI—Мургабский; XVII—Предкарабийский; XVIII—Амударьинский; XIX—Мангышлак-Предкизылкумский; XX—Узбойский; XXI—Ширамкуинский разлом.

и затрагивающая «гранитный» и «базальтовый» слои и поверхность Мохоровичича (Хариков, 1966). По разлому глубокого заложения, проходящему по северному крылу Большебалханской горст-антиклинали, опущен северо-восточный блок. Амплитуда разлома по «гранитному» слою составляет более 2000 м и увеличивается, вероятно, с глубиной. В естественных геофизических полях Кубадаг-Большебалханский глубинный разлом выражается гравитационной ступенью большой интенсивности (Арест, Мильштейн, 1964), сопряженной с полосой магнитных максимумов, протягивающейся от Красноводска на восток до самого Бадхыза (Глазунова, 1964).

Отражением глубинного нарушения, отделяющего Большой Балхан от эпигерцинской платформы, является приуроченный к северному крылу горст-антиклинали взбросо-надвиг и развитие здесь многочисленных со значительной стратиграфической амплитудой (иногда до 1500—2000 м) сбросо-надвигов и флексуры (Тиунов, 1966).

В современном рельефе балханская часть звена, приуроченная к северному крылу горст-антиклинали, выражается в смене комплексов типов рельефа: комплекс денудационно-тектонических типов рельефа Большого Балхана сменяется на севере структурно-денудационным рельефом Красноводского плато и аккумулятивным рельефом Чильмамедкумов. Орографически данная смена выражается перепадом высот до 500 м.

Центрально-Копетдагский глубинный разлом (I) (Главная складчато-разрывная зона Копет-Дага) является вторым и наиболее ярко выраженным звеном шовного пояса разломов, разграничивающих платформенную и горноскладчатые области на территории Туркмении.

Об отражении глубинного разлома в кристаллическом фундаменте и более глубоких слоях земной коры можно судить по данным геофизических исследований. По ряду профилей (сейсмологических и ГСЗ), отобранных вкрест простирания разлома, отмечается крутое и значительное по амплитуде смещение поверхности Мохоровичича (более 5 км, по В. И. Лыкову) «базальтового» слоя и фундамента. На всем протяжении Главной складчато-разрывной зоны Копет-Дага соответствует полоса интенсивных положительных магнитных аномалий (Глазунова, 1964). В поле силы тяжести ей соответствует интенсивная протяженная гравитационная ступень (Арест, Мильштейн, 1964), представленная (по данным Шелеговой; Амурский и др., 1966) системой отдельных кулисообразно подставляющихся гравитационных ступеней северо-западного простирания.

В современной структуре Главная складчато-разрывная зона Копет-Дага (зона антиклиналей передовой цепи) состоит из серии частных разломов, характеризующихся развитием правых взбросо-сдвигов с амплитудами горизонтальных (до 6000 м) и вертикальных (около 600 м) перемещений при протяженности до 190 км. Плоскости сместителей их наклонены к юго-западу под углами 75—85° (Крымус, 1966). Взбросо-сдвиги разрывают все отложения древнее среднечетвертичных. Подчиненным распространением в зоне пользуются среднеплиоценовые надвиги.

Восточно-Копетдагское звено (I⁶) глубинного разлома в современной структуре выражено Восточно-Копетдагской региональной флексурой.

В современном рельефе Копетдагский глубинный разлом выражается очень резким перепадом высот, фиксирующим переход от рельефа денудационно-тектонического комплекса горноскладчатого альпийского сооружения, возвышающегося до 2950 м над уровнем океана, к аккумуля-

мулятивным предгорным пролювиальным равнинам с абсолютными отметками до 300 м. Наибольшая контрастность рельефа наблюдается в Центральном Копет-Даге, где перепад высот на протяжении 20 км составляет 2700 м. К западу, по мере снижения гор, перепады высот уменьшаются до 500 м. Граница горного рельефа с низменными аккумулятивными равнинами отмечается на протяжении 460 км выдержанной прямолинейностью.

Все частные разрывные нарушения находят четкое отражение в мезорельефе Копет-Дага.

Предбандитуркестанская система разломов (II) является крайним юго-восточным и наименее выраженным звеном пояса, разграничивающего эпигерцинскую платформу и горноскладчатые сооружения на территории Туркмении. Она выделяется как система разломов глубокого заложения предположительно: по распространению геологических комплексов и плану расположения складок предгорий Банд-и-Туркестана (Амурский, Борисов, 1964), а также по существованию нескольких малоинтенсивных гравитационных ступеней.

Предбандитуркестанский разлом контролирует границу эрозионно-тектонического рельефа среднегорий Кушкинской зоны (выработанных в палеогеновых отложениях) и холмогорий Бадхыза (выработанных в позднеплиоценовых отложениях). По линии разлома происходит резкое изменение морфологии и морфометрии рельефа. В южной части развит куэстовый рельеф. Речные долины имеют V-образный поперечный профиль при глубине расчленения 160—240 м. Густота расчленения составляет 0,6 км/км². Террасы относятся к эрозионному и эрозионно-аккумулятивному типам. Для района, расположенного севернее, густота расчленения достигает лишь 0,32 км/км², долины имеют более мягкие очертания, террасы относятся к аккумулятивному типу. Перечисленные данные свидетельствуют о том, что на протяжении этапа рельефообразования тектоническая активность положительных движений к югу резко возростала.

Предюжногиссарская (Гиссарская) система разломов (III) составляет крайнее восточное звено пояса глубинных разломов, разграничивающих платформенную и горноскладчатые области. Она состоит из двух частей: юго-восточного окончания Амударьинского разлома, ограничивающего вкрест простирания хребты Юго-Западного Гиссара, и собственно гиссарской части флексурно-разрывной зоны, ограничивающей внешние хребты по простиранию (Амурский, 1966).

К первой (Амударьинской) части приурочена незначительная гравитационная ступень. Собственно Гиссарская флексурно-разрывная зона характеризуется взбросо-сдвиговыми нарушениями локальных складок, причем амплитуды вертикальных перемещений уменьшаются с северо-востока к юго-западу от 1500 до 600 м.

На юге республики, от государственной границы по Аму-Дарье примерно до ст. Керки, с зоной разлома связана граница резкого сочленения денудационно-тектонического горного рельефа юго-западных отрогов Гиссара с аккумулятивной аллювиальной равниной четвертичного возраста. Орографически разлом фиксируется также достаточно резким (от 250 до 400 м) перепадом высот.

Крупным региональным глубинным разломом, разделяющим Каракумскую область платформы на надпорядковые элементы (антеклизу и синеклизу), является Теджен-Питнякский (XIV) разлом. Он состоит из трех звеньев, кулисообразно смещенных по отношению друг к другу разломов: Серахского (XIV^a), Западно-Марыйского (XIV^b) и Камышлинского (XIV^c). На всем протяжении Теджен-Питнякский (Серахский по А. В. Глазуновой)

разлом выделяется на основании аэромагнитных данных по резкому изменению простираний осей магнитных аномалий (Глазунова, 1964). Наиболее хорошо выражается северное звено. Помимо четкого выражения в магнитном поле, оно уверенно прослеживается и в поле силы тяжести Камышлинской гравитационной ступенью, протягивающейся от Унгуза до Ургенча и образующей по разлому значительный уступ (Коп, 1966). Южная часть разлома отображается в гравитационном поле слабыми линейными аномалиями. Северное звено пересечено рядом сейсмических профилей, которые выявляют наличие разрывных нарушений в фундаменте и чехле платформы (юрских, меловых и палеогеновых отложениях). При этом амплитуды нарушений значительно возрастают с глубиной от 150—200 (в меловых отложениях) до 1100—1700 м (в фундаменте).

В структурно-тектоническом отношении Теджен-Питнякский разлом проявляется группой линейно вытянутых положительных форм (Кошуйский и Восточно-Унгузский приразломные валы, Серахская структурная перемычка). Перед Серахским звеном происходит затухание антиклиналей Восточного Копет-Дага.

В современном рельефе выражена лишь южная, серахская часть разлома, фиксированная субмеридиональной долиной реки Теджен. Река пропиливает восточные окончания хребтов Колеткая и Данагермаб, врезаясь в палеогеновые и меловые отложения на глубину до 200 м. Прямолинейность долины Теджена, ее ориентировка вкост простирания структур, погружение восточнее долины складок Копет-Дага под неогеновые отложения, резкое сочленение денудационно-тектонического рельефа Копет-Дага с холмогорьями Бадхыза свидетельствуют о приуроченности долины к разлому.

Северные ветви Теджен-Питнякского разлома не находят прямого ограждения в рельефе. Ландшафтные особенности позволяют лишь проследить надразломные локальные складки, связанные с северной его частью и развивающиеся на протяжении всего новейшего этапа.

Мангышлак-Предкизылкумский (XIX) разлом относится к категории глубинных разломов, разделяющих Туранскую плиту на надпорядковые элементы. Он отделяет с севера Каракумскую область платформы от Устюртской и Кызылкумской областей плиты. В пределах Северной Туркмении прослеживается лишь небольшой отрезок этого разлома, хорошо выражающийся в дислокациях Айбугира и Султан-Уиз-Дага. В естественных геофизических полях данный участок разлома характеризуется полосой больших градиентов аномалии силы тяжести и интенсивными магнитными аномалиями. Глубинными сейсмосондированиями отмечается нарушение сплошности слоев земной коры вплоть до поверхности Мохоровичича. По поверхности палеозойского фундамента в районе Айбугира отмечается система сбросов и взбросов, амплитуда которых 1300—1500 м. Вверх по разрезу амплитуды смещения уменьшаются и по кровле верхнемеловых отложений достигают 150 м.

В миоцене активные разломы выразились в формировании складок облекания. Айбугирские разломы обусловили активизацию денудации над сводом одноименной складки в послесарматское время и формирование ныне погребенной линейно вытянутой эрозионной впадины глубиной до 100 м. По одной линии с ней на востоке образованы меньшие по размерам впадины над Ждановской и Безымьянной надразломными складками. Генетически все они связаны с одним (Айбугирским) разломом.

В современном рельефе аллювиально-дельтовой равнины Присары-камышья разломы не фиксируются. Они погребены под позднечетвертично-современным аллювием. Однако их наличие обусловило очерта-

ния чинка Устюрта. В силу повышенной послесарматской денудации в надразломной Айбугирской зоне сформировался глубокий фестонообразный изгиб чинка плато Устюрт, обращенный выпуклостью на запад, по простирацию разлома.

Транзитные системы разломов, рассекающие альпийские горноскладчатые сооружения Копет-Дага и Аладаг-Биналуда и надпорядковые элементы эпигерцинской платформы на территории Туркмении представлены Эльбурс-Кизылординской и Каракумской зонами (системами) глубинных разломов.

Эльбурс-Кизылординская (VII) зона глубинных разломов, простирающаяся далеко за пределы Туркмении, пересекает различные области (Каракумскую и Кизылкумскую) платформы с разновозрастным фундаментом и геосинклинальные горноскладчатые сооружения Копет-Дага и Аладаг-Биналуда (Амурский, 1964, 1966). Выделяется она в основном в естественных геофизических полях (преимущественно в аномальном магнитном поле). Она является региональной границей резкой смены характера и знака намагниченности пород. На северо-востоке к ней приурочена гравитационная ступень Ургенчского максимума силы тяжести. По сейсморазведочным данным удается проследить разрозненные участки разрывных нарушений амплитудой по фундаменту в несколько сот метров, которые можно связывать с выражением в верхних частях разреза глубинных нарушений данной зоны. Глубина проникновения Эльбурс-Кизылординской зоны, по данным сейсмологии и глубинных сейсмозондирований, прослеживается до поверхности Мохоровичича. В альпийской структуре платформенной области эта зона почти не находит отображения. По-видимому, она является «залеченной шовной» зоной, по которой в мезозойскую и кайнозойскую эпохи происходили блоковые движения (Амурский, 1966). В современном рельефе на платформенной территории Туркмении по имеющимся данным она не находит отражения.

Каракумская система (зона) глубинного разлома (VIII) простирается в субширотном направлении на запад из Северного Афганистана и рассекает (совместно с расположенной на ее продолжении Карашорской системой) надпорядковые элементы — Амударьинскую синеклизу и Туркменскую антеклизу (Амурский, 1964) — Каракумской области платформы. Она состоит из двух звеньев — Донгузсырт (Келиф)-Чешминского (VIII^б) и Чешме-Ербентского (VIII^а), которые по-разному выражены в структуре фундамента и осадочного чехла.

В естественных геофизических полях Каракумская зона глубинного разлома отражается довольно слабо (практически не находит отражения в региональных аномалиях гравитационного и особенно магнитного полей). На участке от афганской границы до Репетека имеется несколько гравитационных ступеней, протягивающихся вдоль разлома. Второй участок, отмечающийся гравитационной ступенью, находится на Модар-Ербентском отрезке зоны.

Глубина проникновения Каракумской системы глубинного разлома, по данным сейсмологии (Булин, 1964), прослеживается (в районе Мартовской структуры) до подкорового слоя. Разлом выделяется по резкому перепаду глубин в 3—4 км, соответствующих «базальтовому» слою и поверхности Мохоровичича. Плоскость сместителя наклонена к северо-востоку под углом 60°. Ширина зоны составляет порядка 5 км. По ее простираанию многочисленными сейсморазведочными работами выявлено значительное количество разрывных нарушений, являющихся отражением глубинного разлома в фундаменте и осадочном чехле платфор-

мы. В восточном звене амплитуды по фундаменту незначительны и возрастают в западном направлении от 200 (район Карамет-Нияза) до 400 м (район Мартовской структуры). В западном же звене они достигают 600—800 и 1200 м (район Модара). В самой западной части, на участке Ербент—Модар, по фундаменту фиксируется система сбросов с опущенными южными крыльями (блоками).

Восточное звено более четко выражено в структуре мезо-кайнозойского чехла. От границы по разлому протягивается надразломный вал, состоящий из цепочки диапировых и криптодиапировых локальных антиклинальных складок. Верхнеюрская (гаурдакская) соленосная толща, участвующая в разрезе осадочного чехла, оказала значительное влияние на интенсивность альпийских приразломных деформаций (Амурский и др., 1964). Солевой диапиризм наиболее активен в восточной части Келиф-Чешминского (VIII⁶) звена, где амплитуды складок местами превышают 1500—2500 м. Течение верхнеюрской соли, начавшееся в меловой период, достигло максимума к концу палеогена и, по-видимому, продолжается и в настоящее время. Проявление солевого диапиризма в послемеловое время является доказательством молодого возраста дислокаций осадочного чехла и обновления зоны глубинного разлома, заложение которого произошло в герцинское или более раннее время.

В западном направлении по разлому соляной диапиризм затухает, и на Чешме-Ербентском звене в осадочном чехле образованы небольшие по амплитуде антиклинальные складки типа структурного носа, структурные террасы и флексуры. Амплитуды разрывных нарушений в юрско-меловых отложениях составляют первые сотни метров (150—250, реже 300 м). Причем в западном звене они уменьшаются.

Е погребенном плиоценовом рельефе к зоне разлома приурочена денудационная ложбина. Ее ширина изменяется от 20 км на востоке до 30—40 близ Ербента. На Еланском участке (по данным Ю. Н. Тимофеева) ложбина расширяется более чем на 60 км. Вероятно, усиление денудации связано с тем, что в данном районе происходит сочленение субширотного Каракумского разлома с субмеридиональными Байрамалийским и Теджен-Питнякским. (При этом интенсивность денудации возрастает также над сводами локальных складок, развитых как в зоне разлома, так и севернее ее). Максимальная глубина днища ложбины изменяется с востока на запад (от —600 до —1000 м). Уклон днища не выдержан, перепады высот достигают сотен метров, что, возможно, связано как с различной интенсивностью денудации над сводами складок и в зонах их сочленения, так и с активизацией роста субмеридиональных структур, связанных с Теджен-Питнякским и Копетдаг-Сарыкамышским глубинными разломами в новейшее время.

В современном рельефе зона разлома почти до Ербента контролирует северную границу распространения позднечетвертичной аллювиально-дельтовой равнины Теджена и Мургаба. Усиленная денудация окраины позднечетвертичной равнины и формирование почти пятикилометровой по ширине зоны останцов, коколь которых сложен среднечетвертичным аллювием, а вершина перекрыта чехлом позднечетвертичных осадков, свидетельствуют о мобильности надразломной зоны на современном этапе рельефообразования. Зона разлома характеризуется подвижностью на протяжении всего четвертичного времени, о чем свидетельствуют различия мощностей севернее (до 250 м) и южнее (до 500 м) разлома, а также уменьшение мощностей четвертичных отложений (до 50 м) в надразломной зоне. Сокращение мощностей позднечетвертичных отложений от 35—40 м в районе современных дельт Мургаба и

Теджена до 3—4 м в зоне разлома и отсутствие их севернее свидетельствует о дальнейшей дифференциации тектонических движений блоков на позднечетвертично-современном этапе развития района.

Морфологической особенностью отражения разлома в современном рельефе является приуроченность к нему солончаковых впадин, прослеживающихся от афганской границы четкой цепочкой до Уч-Аджи. Затем они становятся единичными. В западной части Низменных Каракумов, в районе Кызыларватского выступа, количество солончаков резко возрастает. Простираание солончаков не выдерживается на расстоянии более чем 30—40 км. Однако в целом они характерны для всего района. По геофизическим данным в этой части Низменных Каракумов отмечается большое количество пересекающихся разрывных нарушений разного порядка северо-западной, субмеридиональной и северо-восточной ориентировки. Эти данные подтверждают справедливость гипотезы Л. С. Берга (1929) о связи солончаков с тектоническими нарушениями. Однако о степени совмещения линий цепочек солончаков и нарушений судить пока трудно.

Региональные глубинные и глубокого заложения разломы (и их зоны), разбивающие основные структурные элементы фундамента платформы на крупные глыбы, на территории Туркмении представлены зонами Западно-, Центральнo- и Восточно-Туаркырского (IV), Западно- и Восточно-Карашорского (V), Амударьинского (XVIII), Мургабского (XVI), Байрамалийского (XV), Предкарабийского (Северо-Карабийского) (XVII) разломов.

Туаркырский региональный глубинный разлом является западным ограничением приподнятой глыбы фундамента, на которой располагается Туаркыр-Капланкырская зона горст-антиклинальных поднятий (валов). Глубина заложения данного разлома превышает 30 км (профиль глубинных сейсмических зондирований о. Огурчинский — Сарыкамышская впадина). При этом по разлому нарушена сплошность всех горизонтов коры. По нарушенной глубинным разломом зоне происходили извержения лавы, образовавшей габброидные интрузивные тела вытянутой формы (часть их картируется на дневной поверхности). Поэтому Туаркырский разлом очень четко выражается в естественных геофизических полях. Линейно вытянутые положительные магнитные аномалии большой протяженности позволяют трассировать глубинный разлом не только в обнаженной ядерной части Туаркырской горст-антиклинали, но и далеко к северо-западу и юго-востоку (под покровом осадочных образований).

В гравитационном поле отражением глубинного разлома являются значительно вытянутые линейные зоны интенсивных максимумов силы тяжести и связанные с ними гравитационные ступени. Такие гравитационные ступени, ограниченные градиентными участками, протягиваются через осевую часть и вдоль восточного и западного склонов Туаркырской горст-антиклинали и ее погребенного продолжения. Отражением глубинного разлома в поверхности складчатого фундамента и горизонтах осадочного чехла платформы является обнаруженная сейсморазведочными и геологическими методами целая система разрывных нарушений. Наиболее значительные из них системы разрывных нарушений осевой части (Центрально-Туаркырский, IV), юго-западного (Западно-Туаркырский, IV^a) и северо-восточного (Восточно-Туаркырский, IV^b) крыльев Туаркыра. Амплитуды разрывных нарушений постепенно затухают вверх по разрезу. По пермотриасовым и более древним отложениям амплитуды измеряются в несколько километров, в юрских составляют от 200—300 (в ядерной части) до 150—100 м (на периклиналях), а в верхнемеловых образованиях разрывы затухают. В осевой части Ту-

аркыра и на западном крыле геологической съемкой и бурением выявлен ряд крутопадающих диагональных сбросов с амплитудой до 100 м. Главные системы разрывных нарушений имеют опережающие разрывы. С Центрально-Туаркырским разломом сопряжены северо-восточные опережающие, а с Западно-Туаркырским — в основном субширотные. Последний отражается в рельефе обрывистым чинком северо-западной ориентировки, высота которого достигает 300 м. Чинк осложнен многочисленными оползнями.

Восточно-Туаркырский разлом отвечает восточному чинку Туаркыра. Однако, если на западе зона разлома совпадает с внешней куэстовой грядой, то на востоке столь близкое совмещение отмеченных элементов намечается лишь севернее горы Бегендзаликыр. Южнее горы линия разлома отвечает внутренней куэстовой гряде, в то время как внешняя куэста отклоняется к востоку.

Центрально-Туаркырский разлом ориентирован по большой оси наиболее денудированной, обрамленной внутренними куэстами части Туаркырского понижения.

В целом наличие системы продольных разломов, осложняющих свод Туаркырской мегантиклинали, явилось существенным условием как формирования самой мегантиклинали, так и ее активной денудации, обусловившей полуобращенный рельеф. Если скульптурный макрорельеф района свидетельствует о наличии зоны повышенного дробления, а простираение самой зоны активной денудации совпадает с простираением разломов, то мезорельеф центральной части впадины, выработанной в надразломной зоне, позволяет проследить линии разрывных нарушений в юрских и неокомских отложениях по смещениям гребней куэст, скульптурных гряд, по морфологии и очертаниям долинообразных денудационных понижений, приуроченных, как правило, к изометрическим и линейным участкам повышенной трещиноватости. Наконец, по данным В. П. Петрова, с разрывными нарушениями в Туаркыре связаны суффозионные формы рельефа.

Карашорский региональный глубинный разлом является восточным ограничением поднятой глыбы фундамента, на которой расположена Туаркыр-Капланкырская зона горст-антиклинальных поднятий. Проникая на глубину более 40 км, он отчетливо проявляется в рельефе всех глубинных границ (Булип, 1964). Амплитуда вертикальных перемещений в «гранитном» и «базальтовом» слоях составляет около 4 км. Наклон плоскости падения близок к вертикальному.

Карашорский глубинный разлом четко отображается в естественных геофизических полях полосами интенсивных линейных аномалий. При этом в верхних слоях земной коры с Карашорским региональным глубинным разломом сопряжены Западно-Карашорский (V), более значительный и четче выраженный, и Восточно-Карашорский (V^a) разломы. Они параллельны друг другу и ограничивают удлиненной формы ступень фундамента, к которой приурочен интенсивный гравитационный максимум. Западно-Карашорскому разлому соответствует большой протяженности цепочка узких положительных магнитных аномалий, которые, по-видимому, отражают интрузии изверженных пород основного и ультраосновного состава, проникших из-под земной коры по глубинному разлому. По поверхности фундамента амплитуда Западно-Карашорского разлома составляет около 1 км. Вверх по разрезу амплитуда смещения уменьшается. В отложениях осадочного чехла над разломом образована флексура, четко выраженная в палеоген-неогеновых образованиях. В ядерной части Карашорской антиклинали (вала) она осложнена системой разрывных нарушений. В северо-западном направлении флексура переходит в обширную зону трещиноватости, и в северо-запад-

ном замыкании солончаковой впадины Кара-Шор эти тектонические трещины (разрывные нарушения) прослеживаются на поверхности.

Восточно- и Западно-Карашорский разломы находят отражение в рельефе в виде отвесных уступов моноклиальных гряд, обрамляющих денудационное понижение, выработанное над сводом одноименной антиклинали. Уступы характеризуются четкой линейной выдержанностью и значительной крутизной. Высота восточного уступа до 300 м, западного — не более 150 м. В периклинальных частях складки, где в силу уменьшения амплитуд поднятий ослабевает денудация, разломы не находят столь яркого выражения в денудационном рельефе. Однако, вероятно, наличие Западно-Карашорского разлома обусловило резкий конусообразный изгиб долины Узбоя.

В целом Туаркырские и Карашорские разломы следует отнести к «отрешарированным»: они не секут толщи неогена и не выходят на дневную поверхность, они лишь предопределили формирование складок, а затем пассивно отразились в рельефе в формировании обширных денудационных впадин. Денудация в данном случае подчеркивает не столько разницу литологического состава пород, контактирующих по разлому, сколько разницу в степени нарушения их сплошности, степень трещиноватости.

Амударьинский (XVIII) региональный глубинный разлом ограничивает с юго-запада Бухаро-Хивинскую ступенчатую моноклиаль и отделяет ее от Приамударьинской системы прогибов. Он отчетливо отображается в региональных аномалиях естественных геофизических полей. По аэромагнитным данным, зона Амударьинского разлома прослеживается вдоль всего течения реки Аму-Дарьи и выделяется по линейно вытянутой интенсивной положительной аномалии, отражающей интрузивно-эффузивный комплекс внедрившихся по глубинному разлому пород (Глазунова, 1964). На участке от Питняка до Чарджоу указанный разлом четко прослеживается по цепочке крупных локальных максимумов силы тяжести северо-западного простираения, приуроченных к Приамударьинской гравитационной ступени.

Е платформенном чехле зоне разломов соответствует флексурно-разрывная зона, представленная системой разрывных нарушений, флексурами и крупными хорошо выраженными линейными антиклинальными складками. Вдоль зоны Амударьинского разлома отмечается изменение (с уменьшением к юго-востоку) амплитуд дизъюнктивных и пликтивных дислокаций. В связи с этим меняется и выражение разлома в осадочном чехле. Максимальные амплитуды по зоне Амударьинского разлома отмечаются в районе Питняка и составляют по поверхности палеозойских образований до 1300—1500, юрских — 1200—1400 и меловых — 600 м. На значительном протяжении к юго-востоку амплитуды по палеозойским образованиям удерживаются около 1000 м. Минимальные амплитуды разрывных нарушений уменьшаются до 400 м по палеозойским, 300 — юрским и 150—200 — меловым отложениям.

В современном рельефе от Керки до Чарджоу вдоль зоны разлома проходит орографически выраженная (почти 100-метровым уступом) граница различных подтипов рельефа: возвышенной среднеплиоценовой равнины правобережья и среднечетвертичной аккумулятивной равнины левобережья Аму-Дарьи. На всем протяжении зона разлома фиксируется долиной Аму-Дарьи, ориентировка и положение которой в целом обусловлены глубинным разломом. Однако морфологические особенности долины на участках пересечения осей приразломных антиклинальных валов северо-восточной ориентировки, развитых на правобережье Аму-

Дарьи, отражают и тектонические линии этого простираия (здесь отмечаются сужения долины, ее коленообразные изгибы, в долине возрастает роль эрозионных элементов).

При пересечении Заунгузских Каракумов Аму-Дарья образует спрямленную долину, которая в районе Эльджика, Тюямуюна имеет антицедентный характер. Прорыв долины через Питнякскую группу поднятий обусловлен наличием здесь зоны разлома, денудация в пределах которой предопределила заложение долины (Неводчикова, 1962).

Мургабский (XVI) разлом разделяет крупные блоки фундамента Амуларьинской синеклизы, которые отличаются многими особенностями тектонического строения и историей развития.

В гравитационном поле зона разлома отражается довольно четкой гравитационной ступенью, протягивающейся от Иолотани к Тахта-Базару (и несколько южнее). Сейсморазведочными работами КМГВ (К. Е. Фоменко, 1960 г.) четко фиксируется разлом, проявляющийся по поверхности палеозойского фундамента юрских и меловых отложений. Причем вверх по разрезу амплитуда разлома резко уменьшается. По фундаменту она составляет 2700 м, по поверхности юрских отложений — 1000 м и по меловым всего лишь 300 м. В верхних горизонтах платформенного чехла над разломом отмечается довольно крутая флексура и надразломный вал. Зона Мургабского разлома характеризуется приуроченной к ней полосой повышенных мощностей неоген-четвертичных отложений.

В современном рельефе разлом фиксируется прямолинейной асимметричной долиной Мургаба. Отмечается также асимметрия геологического строения: отложения гокчинской свиты на правом берегу Мургаба подняты на 100—150 м относительно тех же осадков левого берега (В. Х. Капцан, 1959 г.).

Байрамалийский (XV) разлом относится к категории разломов, разбивающих платформу на крупные блоки. Он является частным отражением одного из звеньев планетарного Урало-Оманского линеамента.

В региональных аномалиях естественных геофизических полей он не находит отражения и лишь очень слабо проявляется в локальных гравитационных аномалиях. Глубинными сейсмическими зондированиями в зоне разлома (Байрамалийская антиклинальная складка) выявлен раскол глубоких горизонтов коры (вплоть до нарушения поверхности Мохоровичича). Вверх по разрезу амплитуда разлома уменьшается. В поверхности фундамента отмечается разрывное нарушение типа сброса (с опущенным западным блоком) амплитудой в 650 м. В отложениях чехла над разломом образован узкий протяженный Байрамалийский вал, амплитуда которого по нижнемеловым образованиям составляет 350—400 м. К валу приурочена зона повышенных мощностей верхнеплиоцен-четвертичных отложений. В погребенном доакчагыльском рельефе к зоне разлома приурочена полоса минимальных для района отметок поверхности. Наиболее переуглубленные участки с абсолютными отметками поверхности (до —650 м) приурочены к сводам Байрамалийской и Северо-Майской складок. В современном рельефе Байрамалийский разлом не имеет четкого выражения в рельефе, поскольку здесь развита современная дельтовая равнина, где продолжается осадконакопление. Однако не исключено, что ориентировка разновозрастных лопастей дельты связана как с ориентировкой зон частных разрывных нарушений, так и с различным тектоническим режимом прилежащих к ним блоков.

Предкарабийский (XVII) разлом разбивает крупный элемент платформы — Мургабскую впадину на блоки, разграничивая Карабийскую

зону поднятий и Сандыкачинскую зону прогибов. Амплитуда Предкарабильского разлома по поверхности палеозойского фундамента (К. Е. Фоменко, 1960 г.) достигает 1500 м. В восточной части разлома в поле силы тяжести наблюдается незначительная гравитационная ступень. В осадочном чехле над разломом фундамента образована крупная флексура.

Предкарабильский разлом выражен отчетливым 150-метровым уступом, отделяющим холмогорья Карабиля от пологой наклонной аллювиально-пролювиальной Елчилекской равнины. Рельеф названных подтипов отличается по всем геоморфологическим показателям. Морфологические и морфографические отличия: на Карабиле довольно четко выражены речные долины субширотной, а близ уступа — северной ориентировки, местами переуглубленные последующей дефляцией; в пределах Елчилекской равнины развиты субширотные гряды и разделяющие их (возможно первично эрозийные) понижения, имеющие эоловый облик. Районы отличаются и по морфометрии: глубина расчленения Карабиля до 100 м, Елчилекской равнины — менее 50 м. Все перечисленное свидетельствует о том, что на протяжении этапа рельефообразования по линии Карабильского разлома произошла смена интенсивности тектонических движений, а возможно, и относительной направленности.

Унгузский (IX) разлом по структурно-тектонической характеристике относится к разломам, дробящим основные структурные элементы платформы. В пределах Туркменской антеклизы он отчленяет ее юго-восточный блок.

Унгузский разлом в поле силы тяжести выражается линейной гравитационной ступенью, сопровождающейся локальными гравитационными максимумами. В пределах гравитационной ступени по ее простиранию происходит чередование протяженных субширотных участков с короткими субмеридиональными (Коц, 1966).

Наличие разлома вдоль гравитационной ступени подтверждается рядом сейсморазведочных профилей. По поверхности палеозойского фундамента отмечаются тектонические нарушения типа сброса с амплитудой до 500 м. В отложениях платформенного чехла сейсморазведочными исследованиями установлена флексура, четко выраженная в юрских образованиях. Выше по разрезу данная флексура выполаживается. В верхних слоях чехла по зоне разлома был образован позднеогеново-четвертичный эрозийный врез в палеогеновые и верхнемеловые (вплоть до маастрихтских) отложения (Амурский, Борисов, 1964). В современном рельефе линия разлома фиксируется границей возвышенной среднеплиоценовой аллювиально-дельтовой равнины Заунгузских Каракумов со среднечетвертичной аллювиальной равниной. Гипсометрически она выражена уступом высотой до 60 м со слабоизвилистыми очертаниями в плане. Морфологической особенностью отражения зоны разлома в современном рельефе является трассировка ее цепочкой солончаковых впадин Унгуза. Причем изменения в простирании разлома (гравитационной ступени) подчеркиваются изменением простирания солончаковых впадин (Коц, 1964). На западе, где разлом подходит к зоне интенсивного дробления Центрально-Каракумского свода (Габриэлянц, Блискавка, 1961), уступ Заунгузских Каракумов резко отступает, образуя выпуклую к северу дугу радиусом до 30 км. На этом участке бурением вскрыта предакчагыльская полужамкнутая денудационная котловина, достигающая в длину более 50 км при ширине до 35 км. Она выработана в основном в отложениях палеогена. Лишь на небольшом участке предакчагыльская денудация вскрывает меловые породы. Очертания погребенной котловины сложны: в центре ее сохранились сероносные останцы, сложенные с поверхности среднеплиоценовыми осад-

ками. Серные бугры связаны прежде всего с субширотными нарушениями, затронувшими отложения сармата (Орьев, 1935; А. Г. Блискавка, устное сообщение). При этом наибольшая густота серных бугров отмечается в районах пересечения субширотных нарушений нарушениями других простираний (О. Ж. Жиренов, 1957 г.). В целом погребенный рельеф характеризуется развитием над линиями разрывных нарушений локальных денудационных углублений, к которым приурочены повышенные мощности верхнеплиocen-четвертичных осадков. В современном рельефе отдельные разломы трассируются «серными» буграми, обязанными своим происхождением вторичным гидрогеологическим процессам. Очертания чинка Заунгузских Каракумов в этой зоне фиксируют не столько какой-то определенный разлом, сколько указывают на усиление денудации в зоне повышенного дробления, вызвавшей активное разрушение окраинной части возвышенной равнины. Таким образом, современный материал подтверждает предположение о том, что асимметрия рельефа, как и геологическое строение, объясняется тектоникой (Федорович, 1934).

Из приведенного описания некоторых разломов платформенной территории Туркмении вытекают следующие закономерности их отражения в современном рельефе:

1. Все разломы, активные на протяжении этапа рельефообразования, находят отражение в рельефе. В открытых районах наряду с этим возможна «препарировка» в результате селективной денудации зеркала скольжения разломов, пассивных на протяжении этапа рельефообразования.

2. Степень выражения разломов в рельефе зависит от активности, дифференцированности и длительности тектонических подвижек по разлому.

а) Направленность и интенсивность перемещения блоков по разлому определяет характер выражения его в морфогенетическом облике рельефа (на поднимающихся блоках формируется рельеф денудационного, денудационно-тектонического облика, на блоках погружающихся — аккумулятивного). При этом с разломами, отделяющими платформу от горноскладчатых областей, связаны границы комплексов типов рельефа. Разломы, дробящие платформу на мобильные глыбы, обуславливают границы различных морфогенетических типов и подтипов рельефа.

б) Амплитуда подвижек по разлому за этап рельефообразования определяет отражение его в гипсометрии. При этом орографическая выраженность разлома при одинаковой скорости относительного перемещения блоков тем лучше, чем древнее рельеф.

в) Морфологическое отражение разломов в современном рельефе весьма разнообразно и определяется многообразием форм проявления разломов как в различных геотектонических условиях, так и генетических типах рельефа.

Учитывая отмеченные закономерности и исходя из особенностей современного рельефа, следует отметить наличие признаков отражения на поверхности Ширакуинского разлома, фиксированного восточным уступом Елчилекской равнины; Узбойского, фиксированного чинком Челюнкыра; Кемаль-Узбойского, протягивающегося примерно вдоль оси одноименной впадины, выработанной над сводом крупной антиклинальной складки; Карашор-Дюзгьерского и ряда других (см. рис. 1) разломов, выявленных в фундаменте и осадочном чехле платформы геофизическими методами.

Не исключено, что границы современных зон аккумуляции (дельтовые осадки Теджена и Мургаба, пролювиальные отложения Западного и Центрального Копет-Дага) также контролируются разломами.

- Амурский Г. И. О блоковом строении Каракумской области Туранской плиты. БМОИП, отд. геол., т. 39 (4), 1964.
- Амурский Г. И., Соколов В. Я., Семенов А. Ф., Воловик В. Т. Новые данные по тектонике и перспективам нефтегазоносности приразломных зон юго-востока Туркмении. «Нефтегаз, геол. и геофиз», 1964, № 8.
- Амурский Г. И., Борисов А. А. Проявление региональных разломов в осадочном чехле территории Туркмении. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 9, 1964.
- Амурский Г. И. Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. В кн.: «Тектоника Туркмении». М., Изд-во «Наука», 1966.
- Амурский Г. И., Крымус В. И., Шелегова Н. Ф. О зонах разломов глубокого заложения Западного Копет-Дага. В кн.: «Тектоника Туркмении». М., Изд-во «Наука», 1966.
- Арест Ф. А., Мильштейн Д. М. Геофизические аномалии Туркменистана и их связь с глубинным геологическим строением. Тр. ГПГК ТССР, вып. 2, 1964.
- Берг Л. С. Рельеф Туркмении. В сб.: «Туркмения», т. 2. Изд-во АН СССР, 1929.
- Быков Р. И., Гаврилов В. П., Полканова Л. П. Крупные разломы Туранской плиты и их классификация. Тр. ЛИСНХиП им. Н. М. Губкина, вып. 61, 1966.
- ✓ Булкин Н. К. О глубинных разломах земной коры на территории Туркмении. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 8.
- Габриэлянц Г. А., Блискавка А. Г. О тектонических нарушениях в центральной части Каракумов. Тр. Всесоюз. науч.-исслед. геол.-развед. нефт. ин-та, вып. 30, 1961.
- Глазунова А. В. Выделение и трассирование разломов по аэромагнитным данным в некоторых районах Средней Азии. В кн.: «Глубинные разломы». М., Изд-во «Недра», 1964.
- Коц В. Г. Геолого-геофизическая характеристика региональных разломов Восточной Туркмении. В кн.: «Тектоника Туркмении». М., Изд-во «Наука», 1966.
- Крымус В. И. Разрывная тектоника Копет-Дага. В кн.: «Тектоника Туркмении». М., Изд-во «Наука», 1966.
- Неводчикова Л. Б. Основные черты геоморфологии Туркменистана. «Изв. АН ТССР», сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 5, 1962.
- Орьев Г. К. Новые данные о геологии и нефтеносности Центральных Каракумов. «Нефтяное хозяйство», 1935, № 4.
- Тнунов К. В. К вопросу о геотектоническом положении Большого Балхана. В кн.: «Тектоника Туркмении». М., Изд-во «Наука», 1966.
- Федорович Б. А. Геоморфология Унгута. В сб.: «Каракумы», т. 4. Изд-во АН СССР, 1934.
- Хариков Б. А. Особенности строения земной коры в пределах Большого Балхана и сопредельных с ним площадей по данным регионального сейсмического зондирования. В кн.: «Тектоника Туркмении». М., Изд-во «Наука», 1966.

Ф. М. МИРХАМИДОВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ СЕРНОЗАВОДСКОЙ ЗОНЫ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Как известно, Сернозаводская зона разрывных нарушений является одной из основных газоносных областей Центральной Туркмении. Эта зона расположена в центральной части Зеагли-Дарвазинского куполовидного поднятия — основного структурного элемента наиболее приподнятой части Туркменской антеклизы — Центрально-Каракумского свода.

Зеагли-Дарвазинское поднятие структура второго порядка — осложнено локальными складками третьего и четвертого порядков, структурными носами, структурными «заливами» и разрывными нарушениями.

Впервые разрывные нарушения в осадочном чехле обнаружены в результате бурения скважин в районе Серного завода (Блискавка, Габриэлянц, 1963). Все они оказались приуроченными к ограниченному участку, названному впоследствии Сернозаводской зоной разрывных нарушений.

Из характерных особенностей зоны следует отметить большое количество нарушений, следы интенсивных подводнооползневых явлений, резкое изменение осадочной брекчии и т. д. Под осадочным чехлом зоне нарушений соответствует участок фундамента с сильно расчлененной поверхностью размыва. На дневной же поверхности распространены неогеновые сероносные бугры и среднеплиоценовые эрозионные врезы (Габриэлянц, 1963; Блискавка, 1966).

Строение осадочной толщи Сернозаводской зоны разрывных нарушений в общих чертах хорошо иллюстрируется сейсмическими профилями РНП, пересекающими указанную зону в меридиональном и широтном направлениях. Профили ориентированы таким образом, чтобы пересечь наибольшее количество глубоких скважин. Это позволило в дальнейшем произвести стратификацию отражающих горизонтов и определить амплитуды нарушений. Кроме того, при ориентации профилей были учтены основные направления дизъюнктивных нарушений, выделяемые различными авторами.

Наиболее характерной особенностью сейсмических разрезов меридионального направления и, в частности, разреза по профилю 64201 (рис. 1) является громадное количество разрывных нарушений и почти моноклинальное залегание юрских (?), меловых и более молодых отложений. Незначительное воздымание границ на южном конце профиля, соответствующее положению горизонтов южного склона Зеагли-Дарвазинского поднятия, далее на север выполаживается почти до горизонтального. Также наблюдаются области углового несогласия границ, приуроченные, как правило, к отложениям юрского возраста, и замет-

Рис. 1. Геохимический паппез МРПТ по профилю 64201

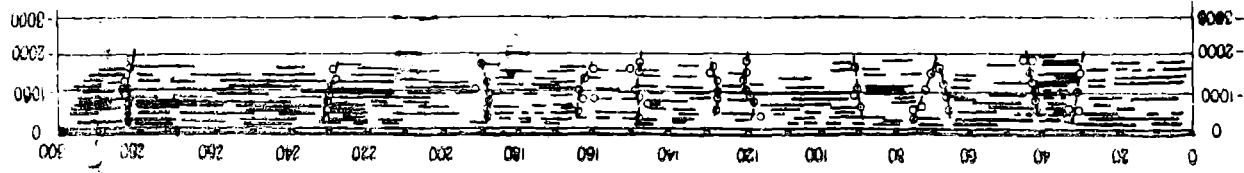


Рис. 2. Геохимический паппез МРПТ по профилю 64206



ное изменение углов наклона горизонтов (юг, центр) от молодых (налегоп—мел), где залегание отражающих площадок почти горизонтальное, к более древним (нижний мел—юра). Характерна общая тенденция погружения горизонтов нижней половины разреза в южном направлении.

На разрезе указанного профиля выделяются двенадцать нарушений разрывного характера, амплитуды которых на различных участках профиля изменяются в значительных пределах. Количества нарушений по профилю распределяется неравномерно: на юге и в центре их значительно больше, чем на севере. Соответственно размеры блоков также неодинаковы. Линии нарушений, определяемые положением узлов диффракций, имеют в основном прямолинейный характер. Определение амплитуды нарушений, выяснение положения блоков и характера залегания в них отложений различного возраста производилось способом пересчета. При этом учитывались карты равных мощностей и близлежащих глубоких разведочных скважин. При стратификации сейсмических разрезов на участках, где пробурены структурные или разведочные скважины, трудностей, как правило, не существовало. Однако на некоторых участках наблюдались несоответствия абсолютных отметок маркирующих границ, определяемых по скважинам, и условных горизонтов (скв. 58). Это объясняется, по-видимому, тем, что скважины не прошли всю зону разрыва, а вскрыли лишь часть ее. Поэтому отметка маркирующего горизонта и разрывного нарушения иногда не отражает высотного положения блока в целом.

Профиль 64206 является самым длинным (46 км) из всех отработанных профилей. Он пересекает Сернозаводскую зону в запад-северо-запад-восток-юго-восточном направлении (рис. 2). Профильные наблюдения проводились по ломаной линии, которая обусловлена обходом бугров или труднопроходимых участков. Особенности разреза имеют тот же характер, что и по профилю 64201. Концы профиля пересекают области нормального залегания осадочных отложений. Западный конец пересекает Дарьялык-Тақырскую складку, восточная половина которой, по-видимому, погружена и осложнена интенсивными дислокациями Сернозаводской зоны. Это подтверждается структурным элементом, выделенным в пределах зоны нарушений и расположенным на восточном продолжении Дарьялык-Тақырской складки. На разрезе эта область выражается изменением углов падения по условным горизонтам кровли неокома и юры. От пикета 56, где выделяется нарушение, в сторону нуля границы имеют почти горизонтальное залегание, а с пикета 24 сменяются погружением. Особенно это наглядно выражено по горизонту, приуроченному к кровле верхней юры.

Восточное окончание профиля пересекает Восточно-Шиханлинскую складку, северо-западное замыкание которой до настоящих исследований не было известно. Эта складка наиболее четко выделяется по кровле верхнеюрских отложений, где амплитуда ее достигает 110 м. По северо-западному крылу складки наблюдается довольно резкое увеличение мощности отложений неокома, связанное с погружением указанного крыла структуры по разрывному нарушению. На участке разреза, соответствующего юго-восточному погружению крыла складки, наблюдается моноклинальное залегание всех отражающих площадок с незначительным падением их на юго-восток. Углы падения не превышают нескольких десятых долей градуса.

На профиле 64206 также, как и на профиле 64201, выделяются сложные V-образные разрывные дислокации. Как правило, они представлены двумя пересекающимися нарушениями, узлы пересечения которых

располагаются в отложениях нижнего мела и юры (1000—2500 м). В более молодых отложениях такие пересечения не зафиксированы. Блоки, составленные такими сложными нарушениями, имеют обычно клиновидную форму, размеры их колеблются от первых сотен до 800 и более метров. Углы подхода нарушений друг к другу также варьируют в широких пределах: от нескольких (пикет 176) до 60° (пикеты 116—132). Внутри рассматриваемых блоков отражающие площадки (зеркальные) наблюдаются крайне редко. По-видимому, физические свойства пород в таких блоках претерпели значительные изменения. Это предположение подтверждается результатами бурения: в скважинах, расположенных в подобных блоках, в одних интервалах отмечаются участки трещиноватости и повышенная радиоактивность, в других — ухудшение коллекторских свойств. Вероятно, причинами таких изменений явились тектонические напряжения, вторичные гидрогеологические процессы и т. д. Напротив, на участках, характеризующихся развитием параллельных разрывов, отражающие площадки прослеживаются достаточно уверенно.

По результатам исследований выделяются разрывные дислокации, отличающиеся возрастом, характером проявления в осадочном чехле, типом и некоторыми другими признаками.

По возрасту различаются два типа нарушений: а) нарушения, зафиксированные в отложениях юры — нижнего мела; б) нарушения, рассекающие осадочную толщу до отложений неогенового возраста.

Разрывные дислокации первого типа имеют незначительное распространение (обнаружено три таких нарушения). По-видимому, почти все нарушения герцинского этапа омоложены в последний, альпийский период складкообразования. Более широкое распространение разрывных дислокаций юрско-мелового возраста следует ожидать за пределами Сернозаводской зоны, где активность движений значительно уступала тектонической активности зоны разрывных нарушений.

Нарушения, связанные с последним этапом горообразования, имеют повсеместное распространение и определяют структурно-тектонический план Сернозаводской зоны.

По характеру проявления в осадочном чехле выделяются зоны и плоскости разрывных дислокаций. Плоскости разрывов характеризуются линейным расположением узлов диффракций и, следовательно, простотой определения их положения на разрезе. Наблюдаемые плоскости имеют в основном прямолинейный характер, хотя в некоторых случаях можно наблюдать и явно выраженную кривизну. Наклон плоскостей нарушений изменяется в довольно широких пределах, достигая иногда значений $\pm 50^\circ$. Более пологие углы наклонов не установлены. При построении тектонической карты была принята следующая градация наклонов плоскостей нарушений: а) вертикальные или близкие к вертикальным — $85\text{—}90^\circ$; б) крутые — $70\text{—}85^\circ$; в) пологие — менее 70° . При определении крутизны плоскости разрыва учитывались углы пересечения нарушения и профиля.

Зоны нарушений (зоны дробления) устанавливались по хаотичному расположению узлов диффракций на ограниченных участках разреза и интерпретировались как области пересечения двух или более плоскостей нарушений; ширина этих двух областей редко превышает 500 м.

Случаи пересечения нескольких плоскостей разрывов отмечены также при бурении глубоких разведочных скважин. Расстояние между точками пересечения ствола скважины с плоскостями разрывов по вертикали составляет от 50 до нескольких сот метров. При средней крутизне

плоскости нарушений в 80° расстояние между ними по горизонтали (ширина зоны разлома) составляет несколько десятков метров.

Направления относительного смещения отдельных блоков, определенные по данным бурения, и наклон плоскостей разломов позволили выделить два типа дислокаций: взбросы и сбросы. При этом количество тех и других не дает возможности установить преимущественное развитие какого-либо одного типа.

Результатом профильных сейсмических наблюдений методом РНП явилась структурно-тектоническая карта, построенная с учетом данных бурения и других методов разведки (рис. 3). Выделяемые на отдельных

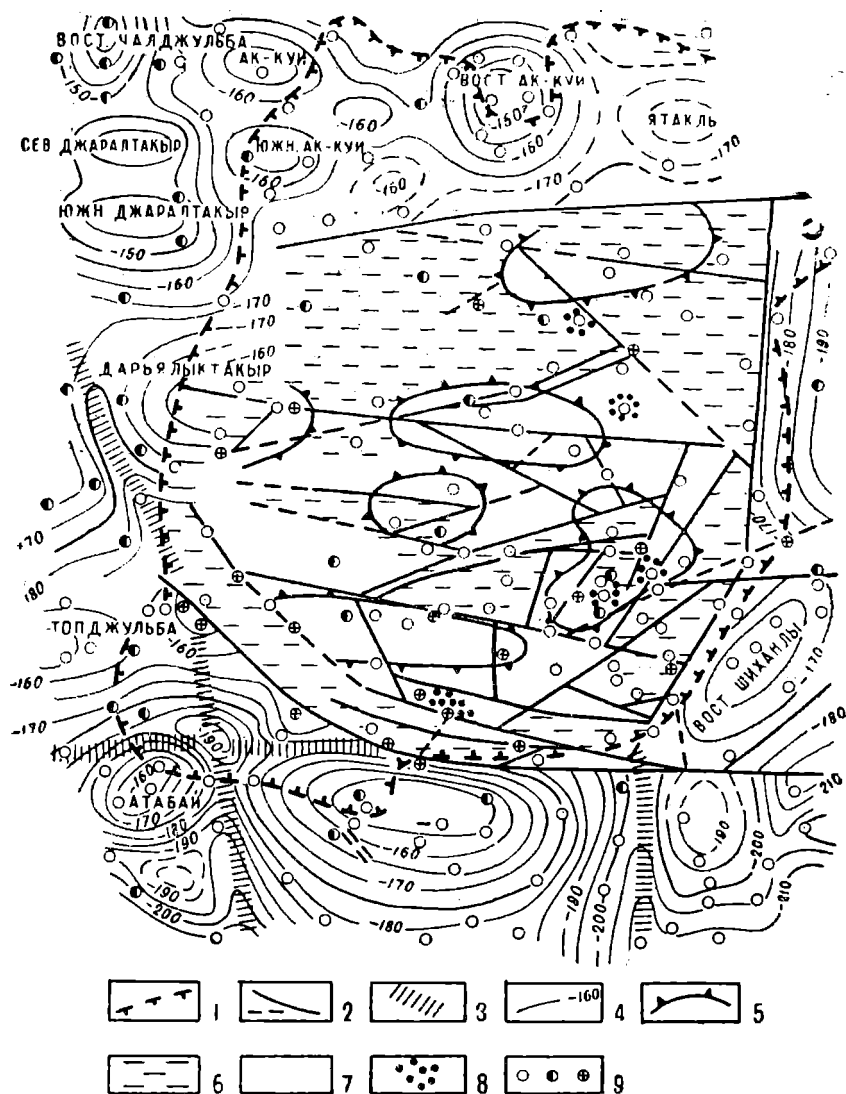


Рис. 3. Серный завод. Структурно-тектоническая карта:

1 — граница подводнооползневых явлений; 2 — разрывные нарушения; 3 — погребенные зоны разломов; 4 — стратонизогипсы; 5 — структурные элементы; 6 — погруженные участки; 7 — участки нормального залегания; 8 — приподнятые участки; 9 — структурные, разведочные и поисковые скважины.

разрезах разрывные нарушения на карте вытягиваются в линейные зоны и отдельные разломы значительной протяженности. При трассировании указанных зон и разломов принимались во внимание углы наклона плоскостей разрывов на разрезах, направление их падения, глубина залегания кровли турона (по данным бурения), характер напластований на разрезах МРНП, направление падения отражающих горизонтов, скважины, вскрывшие плоскости разрыва, характер газоносности участков и некоторые другие особенности зоны нарушений.

Сернозаводская зона представляет собой участок неправильной формы шириной в 32 км с северо-запада на юго-восток и более 48 км с юго-запада на северо-восток; границы зоны (за исключением западной) имеют четкие очертания. Северная и восточная границы достаточно уверенно устанавливаются по данным бурения: нормальное залегание осадков за пределами зоны сменяется резким погружением на 100—150 м внутри зоны. Данных сейсморазведки на этих граничных участках не имеется, так как конечные пикеты профилей не вышли за пределы зоны. Только один профиль (64206), пересекающий восточную границу, подтверждает данные бурения.

Южная граница зоны нарушений уверенно трассируется по данным метода РНП. Эта граница представлена региональным нарушением, протягивающимся далеко за пределы Сернозаводской зоны на запад и восток. Причем на западе этот разлом в отложениях верхнего мела не проявляется. В этих отложениях он отражается в виде узкой синклинальной полосы, разделяющей две группы антиклинальных складок. По-видимому, узкий грабен, образуемый тремя крайними нарушениями и ограничивающий южную часть Сернозаводской зоны, имеет свое продолжение не только на северо-запад, но и на запад (по более древним отложениям).

Подобные погруженные линейные зоны выделяются юго-восточнее и юго-западнее зоны нарушений. С юго-востока предполагаемый грабен примыкает к восточной границе, являясь как бы ее продолжением. Южное нарушение (граница) отсекает Сернозаводскую зону от этого грабена, где его продолжение можно лишь предполагать по степени погруженности отдельных блоков.

На юго-западе, за пределами зоны нарушений, выделяется еще одна линейная, очень погруженная (по отложениям турона) синклинальная область юго-восток-северо-западного простирания. Природа этой области также связана с разломом.

Отсутствие на карте западной границы зоны объясняется недостатком фактического материала, который позволил бы однозначно определить ее положение. Профиль 64206 пересекает эту границу, но установить простирание нарушения не представляется возможным. Тем более, что по данным бурения не устанавливается достаточно четко граница нормального залегания реперных горизонтов.

В целом территория Сернозаводской зоны системой разломов в основном широтного и субширотного простирания разбита на отдельные блоки самой причудливой конфигурации. Здесь можно наблюдать узкие, сильно вытянутые блоки, блоки треугольной, прямоугольной и любой другой формы. Гипсометрическое положение отдельных блоков также самое разнообразное. По положению в пространстве выделяются участки нормального залегания реперных горизонтов (140—200 м), погруженные и приподнятые, располагающиеся соответственно ниже или выше указанных пределов.

Наиболее погруженные области приурочены главным образом к

периферийным участкам зоны нарушений. На юге эта область представлена в виде узкого, выклинивающегося на восток грабена субширотного простирания. Западная часть этой погруженной области расширяется и разворачивается на северо-запад. В этом месте, вероятно, происходит слияние грабена с синклинальной областью северо-западного простирания. Ширина грабена в наиболее широкой его части достигает 3 км.

На севере и востоке области наибольшего погружения имеют причудливую изрезанную форму, суживающуюся и расширяющуюся в значительных пределах. В наиболее узких частях ширина их не превышает 1—2 км, достигая в некоторых местах 8 км и более.

Участки нормального залегания получили преимущественное развитие в центральной части Сернозаводской зоны. Тем не менее осадочная толща разбита и в этой области разрывными дислокациями на ряд блоков с почти широтным простиранием. Центральная часть характеризуется также развитием наиболее протяженных нарушений, рассекающих Сернозаводскую зону с востока на запад.

Области приподнятого залегания разбросаны по территории зоны нарушений в виде ограниченных участков небольших размеров. Наиболее разбитой, но и наиболее обеспеченной фактическим материалом является южная половина Сернозаводской зоны. Размеры блоков в этой части значительно уступают блокам северной половины. Но количество их несравненно больше, чем на севере. Вероятно, такой характер распределения размеров и количество блоков следует объяснить не только степенью активности различных участков, но и детальностью разведки.

По характеру залегания отражающих горизонтов в пределах Сернозаводской зоны выделяется несколько структурных элементов антиклинальной формы. Почти все они вытянуты в направлении главной оси, имеющей широтное простирание. Лишь один из антиклинальных элементов имеет изометрическую форму. Группы таких элементов вытягиваются в линейные зоны субширотного простирания, являясь в некоторых случаях продолжением зон антиклинальных складок, расположенных на прилегающих участках ненарушенной части Зеагли-Дарвазинского сводового поднятия. Обращает на себя внимание одинаковая интенсивность плинквативных дислокаций внутри и за пределами зоны разрывных нарушений и наличие на некоторых участках залежей газа (Топор-Джудьба, Чиммерли, Шиханлы).

Таким образом, исследования, проведенные методом РНП, значительно дополнили представления о тектонике Сернозаводской зоны разрывных нарушений. Полученные данные позволяют более обоснованно подойти к весьма важному вопросу.— о механизме формирования зон нарушений и влиянии ее на перспективы нефтегазоносности прилежащих участков Центрально-Каракумского свода.

Первое проявление разрывных движений в платформенный период развития Зеагли-Дарвазинского сводового поднятия в пределах Сернозаводской зоны произошло, вероятно, в домеловое время. Об этом свидетельствует наличие разрывов на некоторых сейсмических разрезах, не выходящих за пределы юрского (и неокомского ?) комплекса отложений. Причем такие разрывные нарушения имели место как в Сернозаводской зоне, так и вне ее. Разрывы способствовали накоплению на одних участках повышенных, на других—сокращенных мощностей юрских отложений. В дальнейшем это сказалось на различии структурных планов юрских и более молодых осадков.

Последующее проявление разрывных дислокаций имело место в среднеэоценовое время. В Зеагли-Дарвазинском районе в это время произошло накопление тридцатипятиметровой (в среднем) толщи морских мергелей с прослоями карбонатных глин и известняков (Блисковка, 1966; Габриэлянц, 1965). Накопление осадочного материала, по-видимому, далеко не компенсировало прогибание морского дна, но осадки отлагались на довольно ровную поверхность. В результате на огромной территории Центральных Каракумов накапливались осадки сходного состава, и в настоящее время в среднеэоценовых разрезах самые тонкие пласты известняков и пачки мергелей прослеживаются на многие десятки километров. Варьируя вокруг среднего значения, мощности среднеэоценовых отложений в пределах большей части Зеагли-Дарвазинского района изменяются от 28—32 до 38—41 м, а в Сернозаводской зоне — от 0 до 153 м (скв. 2, 5, 6, 8). Поля пониженных мощностей среднеэоценовых отложений соответствуют локальным антиклинальным складкам, а зоны повышенных мощностей — зонам региональных разрывных нарушений и межструктурным понижениям.

Как показывают исследования МРНП, ни на одном из сейсмических профилей в этой зоне в верхних частях разреза не отмечено углов падения напластований, превышающих 1—2°. Следовательно, участки высоких градиентов мощностей среднеэоценовых отложений являются участками развития разрывных нарушений.

Из изложенного видно, что активизация разрывных движений в Сернозаводской зоне в среднеэоценовое время произошла одновременно с ростом антиклинальных складок и погружениями в зонах региональных разрывных нарушений. Однако интенсивность этих движений была совершенно различной.

В начале позднеэоценового времени характер осадконакопления изменился. В Зеагли-Дарвазинском районе в это время происходило накопление толщи карбонатных глин ильяминской свиты. Повышенные мощности отложений этой свиты формировались на тех же участках, что и в среднеэоценовое время. Разница средних и максимальных мощностей не превышает 9,0 м, то есть интенсивность движений снизилась.

Разрывные дислокации возобновились во второй половине времени поздний эоцен — ранний миоцен. В погруженных тектонических блоках этого времени, которые соответствуют более древним блокам, сохранилась толща верхнеэоценовых отложений мощностью до 150 м против 0—50 м на сводах локальных складок. В целом указанный этап является одним из основных в формировании современной структуры Зеагли-Дарвазинского сводового поднятия и газовых залежей.

Характер движений периода средний миоцен — четвертичное время несколько напоминает характер дислокаций позднеэоценового времени. Однако главная особенность движений — унаследованность — осталась прежней.

Таким образом, основная доля разрывных нарушений Сернозаводской зоны, устанавливаемых по данным бурения и сейсмических исследований методом РНП, является образованиями молодыми, относящимися к альпийскому циклу тектогенеза. Возможно, что все они или некоторая часть их была заложена еще в мезозойский цикл, но по имеющимся данным установить это невозможно. Можно лишь предполагать, что несоответствие структурных планов доверхнеюрских и более молодых осадков, а также отмеченный преимущественно юго-западный наклон горизонтов нижней части осадочной толщи свидетельствует о древнем заложении основной массы разрывных нарушений.

Своеобразная локализация зоны разрывных нарушений может

быть объяснена, по мнению автора, тем, что Сернозаводской зоне в фундаменте соответствует блок или часть блока, который в силу своего положения в центральной части срединного массива, особенностей петрографического состава и других факторов в различные этапы геологического развития оказался наиболее подвижным. Определенную роль сыграло влияние располагавшейся к югу складчато-геосинклинальной области Копет-Дага, выражающейся в преимущественно широтном и северо-западном простирании тектонических блоков и других структурных элементов.

Неполнота геолого-геофизической информации по Сернозаводской зоне допускает и другие толкования ее генезиса. Как отмечает А. А. Борисов, обращает на себя внимание характер геофизических полей этой зоны. Как известно, внутренняя зона Центрально-Каракумского свода характеризуется специфическим мозаичным магнитным полем (А. В. Глазунова) и, как видно из изложенного, значительной раздробленностью. Ей также соответствуют выявленные по сейсмическим данным многочисленные глубинные нарушения (Н. К. Булин, 1963). По данным ГСЗ (Вольвовский, 1961), эта зона разломов отображения не получила. Создается впечатление, говорит А. А. Борисов, что зона дробления Центрально-Каракумского свода генетически отлична от других зон глубинных разломов и, возможно, образовалась как механическая реакция земной коры на процесс сводообразования.

Такая точка зрения противоречит результатам представленных исследований. Механическая реакция земной коры на процесс сводообразования должна была выразиться в виде радиальных разломов различного направления. Как видно из рис. 3, основное направление разрывных дислокаций имеет широтное и северо-западное простирание. Это наводит на мысль, что определяющим фактором при ориентации нарушений, как указывалось выше, явились геосинклинальная, а затем уже складчатая область Копет-Дага. Косвенным подтверждением этого могут служить юго-западная направленность падения нижнемеловых и юрских отложений и широтное простирание структурных элементов, указывающих на субмеридиональное направление основных тектонических напряжений.

Анализируя карту распределений магнитных аномалий, Г. И. Амурский по характеру магнитного поля в пределах Центрально-Каракумского свода выделяет два разлома древнего заложения. Пересечение этих разломов, каждый из которых может быть представлен сложной дислокацией типа «конского хвоста», может оказаться, по его мнению, причиной образования Сернозаводской зоны разрывных нарушений. При этом следует учитывать, что с глубиной площадь зоны нарушений должна уменьшаться. Эта точка зрения также вызывает некоторые возражения. Во-первых, тектонический узел (область пересечения разломов) располагается значительно западнее Сернозаводской зоны. Во-вторых, область распространения нарушений (площадь Сернозаводской зоны) не уменьшается с глубиной, как это должно выглядеть при нарушениях типа «конского хвоста». Во всяком случае нарушения, наблюдаемые в осадочном чехле, не указывают на сокращение площади зоны нарушений по глубоким отложениям.

Выводы

Проведенные работы явились первым положительным опытом применения сейсморазведки в условиях наиболее сложной территории Центральных Каракумов — Сернозаводской зоны разрывных нарушений, позволившим обогатить наши представления о столь сложном и важ-

ном (с точки зрения нефтегазоносности) участке Туркменской платформы.

Наиболее важным результатом настоящих исследований следует считать представленную структурно-тектоническую карту, которая дает возможность по-новому осветить историю развития данной территории и с большей достоверностью оценить перспективы газонасыщенности.

ЛИТЕРАТУРА

Амурский Г. И. и др. Основные черты тектонического развития Закаспийского поднятия. В сб.: «Советский Туркменистан», 1964.

Блискавка А. Г., Габриэлянц Г. А. О времени и причинах образования разрывных нарушений в центральной части Каракумов. «Изв. АН СССР», сер. физ.-хим. и геол. наук, № 4, 1963.

Блискавка А. Г. История тектонического развития Закаспийского сводового поднятия. 1966.

Буллин Н. К. Разрез земной коры в Центральной Туркмении в районе Сергопольского запада. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 7, 1963.

Вольфовский Б. С. Результаты региональных сейсмических исследований в Центральных Каракумах. Тр. ВНИГНИ, вып. 35, 1961.

Габриэлянц Г. А. Геология и газонасыщенность Центральных Каракумов, 1965.

Габриэлянц Г. А. История геологического развития центральной части Каракумов. В сб.: «Новые данные по геологии Туркменской ССР», 1963.

СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА И ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ АШХАБАДСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Высокая перспективность Предкопетдагского прогиба в нефтегазосном отношении отмечалась многими исследователями, занимавшимися проблемами геологии Туркмении. Анализ современной структуры и истории развития Предкопетдагского прогиба позволяет выделить в пределах этого региона несколько зон возможного нефтегазонакопления, характеризующихся различной стратиграфической приуроченностью возможно продуктивных горизонтов, различным типом предполагаемых ловушек.

Описываемый нами район располагается в центральной части Ашхабадской депрессии, выделенной еще Ю. Н. Годиным. В его пределах отчетливо выделяются три основных структурных элемента: моноклиналь северного борта, центральный грабен и блоково-складчатая зона южного борта, характеризующиеся различной литолого-фациальной характеристикой отложений и различным комплексом структурных форм.

Наиболее изучена сейсморазведочными работами и бурением самая глубокая, приосевая часть Ашхабадской депрессии — центральный грабен. Как видно из самого названия, эта структура представляет собой грабен, отделенный от остальных структурных элементов системой пересекающихся глубинных разломов и имеющий в плане форму косой трапеции (рис. 1).

Западный разлом выделяется на сеймопрофилях в районе Бахардсена. Общее направление разлома (почти меридиональное) устанавливается по данным сейсморазведочных работ, грави- и магниторазведки. Амплитуда разлома по кровле нижнекампанских отложений — 1200—1500 м. Характерно, что амплитуда разлома быстро затухает по более молодым отложениям и уже в осадках миоцена не фиксируется совсем.

Северо-Ашхабадский разлом, ограничивающий с севера центральный грабен, устанавливается сейсморазведочными работами в 35 км от Ашхабада и протягивается в северо-западном, почти широтном направлении. Амплитуда нарушения по кровле нижнего кампана ориентировочно оценивается в 800—1000 м.

Восточный разлом четко фиксируется севернее станции Гяурс на профилях МОВ и КМПВ зоной неуверенного материала и протягивается от линии железной дороги в северо-западном (ближе к меридиональному) направлении до пересечения с Северо-Ашхабадским разломом. Наличие нарушения северо-западного простирания подтверждается также данными магниторазведки. Севернее Гяурса его амплитуда 300—500 м.

Характерной чертой центрального грабена является развитие в его

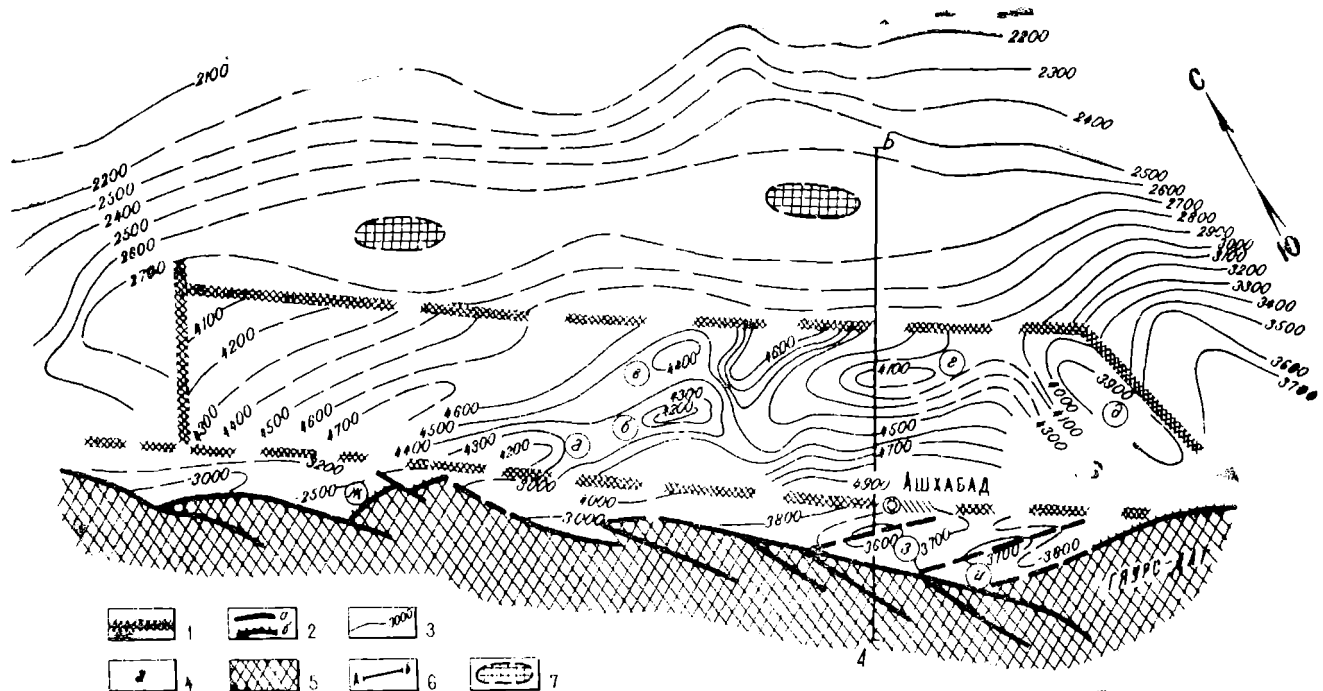


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Ашхабадской депрессии:

1 — тектонические нарушения, установленные по геофизическим материалам; 2 — разломы, выявленные геологическим картированием и геофизическими методами; 3 — стратонизотипы поверхности нижнекампанских отложений; 4 — антиклинальные структуры: а — Геоктепинская, б — Изгантская, в — Северо-Изгантская, г — Шормамышская, д — Северо-Гяурская, е — Келятинская, ж — Кешинынбанрская; 5 — Геаминская; 6 — линия профиля; 7 — наиболее вероятное местонахождение локальных структур северного борта.

пределах хорошо выраженных положительных структур типа брахиантиклиналей. Система брахиантиклинальных структур объединяется в общее валлообразное поднятие, имеющее в плане дугообразную форму, обращенную выпуклостью к северу. Оси антиклиналей, образованных ундуляциями единого шарнира, постепенно меняют свое простирание от северо-восточного на западе до юго-восточного субширотного в вершинные дуги (Изгант).

Характерно, что амплитуда структур и их общий гипсометрический уровень значительно увеличиваются на кондах дуги, наиболее приближенных к системе разломов северо-западного простирания, ограничивающих с юга Предкопетдагский прогиб. Амплитуда структур по прилегающему с севера прогибу, имеющему в плане также дугообразную форму, составляет 500 м и более. Узкая и довольно глубокая седловина северо-восточного простирания разделяет валлообразное поднятие на две части. Эта поперечная ложбина является, очевидно, отражением существующего в более глубоких горизонтах разлома. Самая западная структура Изгантского вала — Геоктепинская — к сожалению не охарактеризована полностью сейсморазведочными работами. Отчетливо вырисовывается лишь ее восточная периклинали, оконтуренная изогипсой — 4300 м. Амплитуда структуры по отделяющей с востока перемычке свыше 150 м. Углы падения крыльев 4—6°.

Изгантская брахиантиклиналь имеет также почти широтное простирание и несколько расплывчатые очертания. Амплитуда структуры по кровле нижнекампанских отложений свыше 100 м. Размеры по первой замкнутой изогипсе 15×5 км. Структура несколько асимметрична, ее южное крыло круче северного. Складка хорошо выражена и в неогеновых отложениях, однако вверх по разрезу амплитуда ее постепенно уменьшается. К северу от Изгантской параллельно ей обнаружена Северо-Изгантская структура, гипсометрически располагающаяся несколько ниже. Амплитуда структуры 50—60 м; размеры по изогипсе — 4400 м — 7,5×2,5 км.

Шормамышское поднятие расположено в 17 км к северо-востоку от Ашхабада и представляет собой симметричную брахиантиклиналь, вытянутую с северо-запада на юго-восток. Гипсометрически структура выше Изгантской. Глубина залегания нижнекампанских отложений на своде структуры — 4100—4080 м. Амплитуда структуры около 200 м. Углы падения крыльев составляют 5—6°.

Северо-Гяурская антиклиналь освещена сейсморазведочными работами гораздо хуже остальных структур Изгантского вала. На сеймопрофилях отмечается только северная и южная периклинали структуры, вытянутые вдоль восточного разлома центрального грабена. Предположительно размеры структуры можно определить в 25×8 км. Амплитуда свыше 200 м. Складка, видимо, приразломного происхождения.

Блоково-складчатая зона южного борта Ашхабадской депрессии отделяется от центрального грабена крупным разломом северо-западного простирания, четко фиксируемого по материалам сейсморазведки в отложениях мел-палеогена. Вертикальная амплитуда этого разлома ориентировочно устанавливается в 1000—1500 м. С юго-запада зона ограничивается системой кулисообразно расположенных и сочленяющихся правых взбросо-сдвигов, отделяющих ее от расположенных южнее дислокаций Передового хребта Копет-Дага (рис. 2). В лобовой части кулис часто развиваются надвиги (Келдга).

Вертикальная амплитуда взбросо-сдвигов увеличивается к северо-западу по мере приращения новых нарушений. В западной части она составляет, очевидно, не менее 1500 м. Взброшенными являются юго-

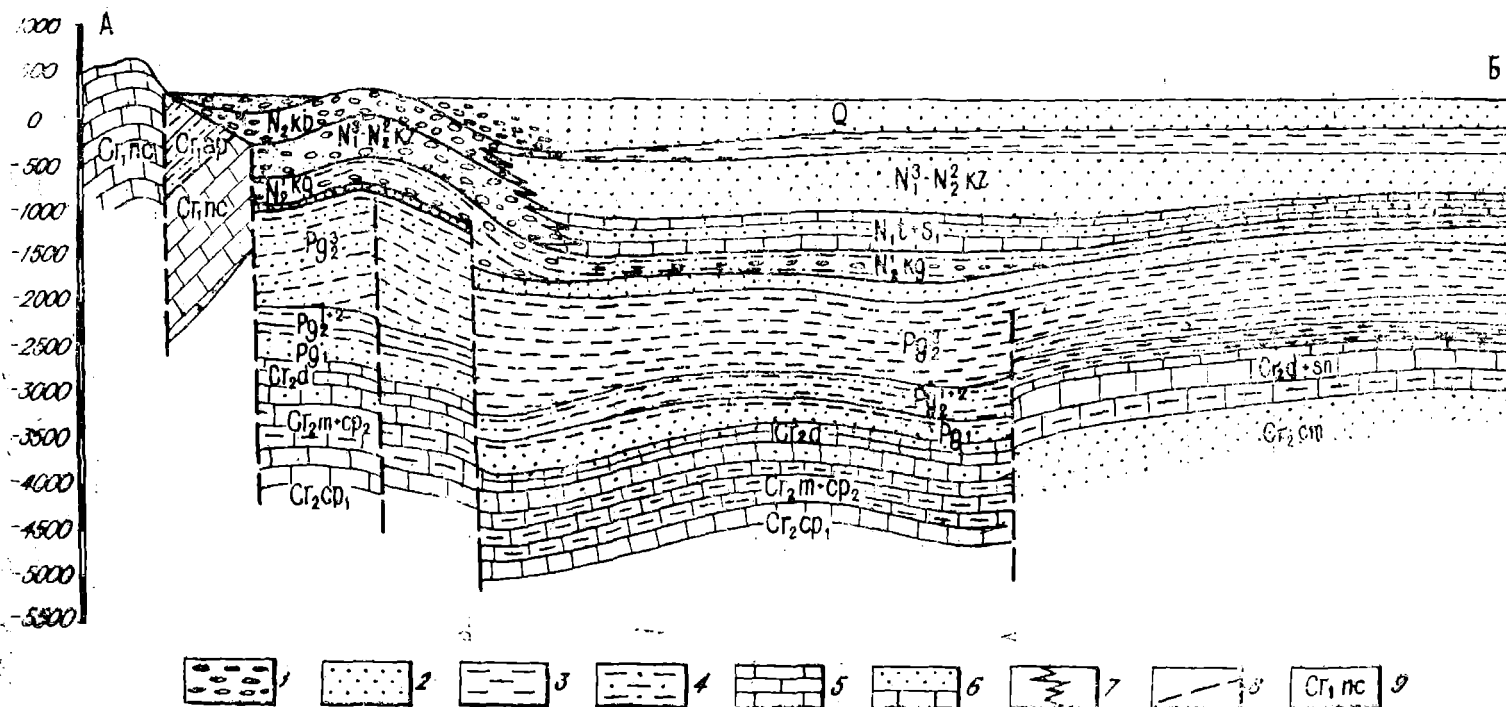


Рис. 2. Геологический разрез по линии А—Б:

1 — галечники и конгломераты; 2 — пески и песчаники; 3 — глины; 4 — алевролиты; 5 — известняки; 6 — переслаивание известняков и песчаников; 7 — зоны литолого-фациального замещения; 8 — тектонические нарушения; 9 — стратиграфические индексы

западные крылья. Амплитуда правого сдвига составляет обычно несколько тысяч метров (Крымус, 1966). Плоскости сместителей падают в сторону взброшенного крыла под углом $75-85^\circ$. С юго-востока Ашхабадская зона ограничивается надвигом и флексурой северо-западного простирания, осложняющих крыло Гяуредагской антиклинали. Таким образом, Ашхабадская блоково-складчатая зона имеет миндалевидную форму в плане и ограничена серией тектонических нарушений.

Складчатые структуры Ашхабадской зоны ориентированы в субширотном направлении и представлены Келятинской, Кешининбаирской и Геаминской антиклиналями, располагающимися эшелонированно с северо-запада на юго-восток.

Келятинская структура представляет собой узкую принадвиговую складку широтного простирания, хорошо выраженную в отложениях палеогена и неогена. Южное крыло структуры срезается пологим надвигом, по которому палеогеновые и неогеновые отложения контактируют с юрскими известняками. Восточная и западная периклинали выходят из-под надвига и полностью доступны для изучения. Северное крыло структуры крутое ($75-90^\circ$), местами до запрокидывания, южное более пологое ($65-75^\circ$). С удалением от ядра складки в отложениях неогена углы падения быстро уменьшаются до $30-35^\circ$.

Кешининбаирская антиклиналь — симметричная структура, сложенная с поверхности отложениями кешининбаирской свиты с углами падения крыльев до $6-7^\circ$. Складка полого погружается в западном и восточном направлениях. Длина ее по выходам кешининбаирской свиты 12 км, ширина — 3 км.

Проведенные Туркменской геолого-геофизической экспедицией опытно-методические работы РНП показали, что эта структура значительно выполаживается с глубиной и по меловым горизонтам на глубине 3500—4000 м представляет собой очень пологое поднятие брахиантиклинального типа, вдоль оси которого четко фиксируется тектоническое нарушение взбросового характера с амплитудой порядка 100 м. Резкое возрастание амплитуды структуры в палеогеновых отложениях по сравнению с карбонатным комплексом мела связано, видимо, с проявлением линейного диапиризма. Структуры подобного типа широко развиты в пределах южного борта Предкопетдагского прогиба, где в строении его принимают участие мощные толщи палеогеновых глин, обладающих значительной пластичностью.

Судя по характеру взаимоотношения описываемых структур, зоны южного борта прогиба с основными взбросо-сдвиговыми нарушениями Копет-Дага представляют собой так называемые складки волочения. Но-видимому, большинство из них связано с оперяющими нарушениями субширотного простирания. Угол между осями структур и основными направлениями взбросо-сдвигов составляет 30° и менее. Различие механических свойств пород различных частей разреза в условиях интенсивного бокового сжатия создает возможность для образования многоплосковых структур. Как уже отмечалось, в нижних, сравнительно жестких частях разреза (верхний, нижний мел) разрядка напряжений проявляется в виде закономерно ориентированных мелких взбросов и взбросо-сдвигов; пликативные дислокации незначительны. На участках с сохранившимся комплексом пластичных палеогеновых глин напряжения бокового сжатия трансформируются в вертикальные движения, связанные с перетягом пластического материала, и над мелкоамплитудными (в вертикальной плоскости) разрывами формируются узкие структуры с крутыми крыльями. Сделанный вывод хорошо подтверждается данными бурения и сейсморазведки МРНП.

Геаминская антиклиналь имеет аналогичное строение. По кешинско-баирским отложениям это пологая структура, имеющая симметричное строение. Углы падения крыльев не превышают 5° . Длина складки около 9 км. Наиболее слабо изучена сейсморазведочными работами и почти не изучена бурением территория северного борта Ашхабадской депрессии. Между тем, по нашему мнению, она представляет значительный интерес с точки зрения поисков месторождения нефти и газа. Проведенный здесь небольшой объем сейсморазведочных работ и общий анализ структуры прогиба указывает на значительное выполаживание моноклинали северного борта на территории, прилегающей к Северо-Ашхабадскому разлому. Резкое разряжение изогипс поверхности верхнемеловых отложений фиксирует широкое террасовидное осложнение моноклинали, вытянутое в северо-западном направлении, с которым могут быть связаны антиклинальные структуры.

По материалам сейсморазведки КМПВ 1954 года в 45—50 км к северу от Ашхабада фиксируется значительный подъем сейсмических горизонтов с граничной скоростью 3800—4000 м/сек. в южном направлении. Учитывая несовершенный характер методики работ 50-х годов и многократное превышение методом КМПВ амплитуды структур, мы все же склонны считать, что эти материалы в общем правильно отражают структуру меловых и более древних отложений. Глубина залегания мелового терригенного комплекса, нефтегазонасность которого доказана в центральных районах Туркмении в пределах описываемого района по результатам метода отраженных волн, полученным в 1967 году, не превышает 3000 м.

В свете всего изложенного необходимость постановки поисковых работ в данном районе является вполне очевидной.

На рис. 1 нами выделены наиболее вероятные участки возможного обнаружения антиклинальных структур в пределах террасовидного осложнения.

Характер тектонической зональности описываемого района определяет перспективность различных комплексов отложений в смысле поисков месторождений нефти и газа.

Как уже отмечалось, для северного борта Ашхабадской депрессии наиболее перспективными являются терригенные отложения мела, залегающие на вполне доступных для бурения глубинах (3000—4000 м). Вышележащие отложения верхнего мела и палеогена интереса не представляют ввиду отсутствия коллекторов. Для центрального грабена и зоны южного борта устанавливается несколько иной возможно продуктивный комплекс.

В 1958 году на Изгантской площади были пробурены три поисково-разведочные скважины глубиной 3000—3500 м с целью вскрытия возможно продуктивных горизонтов терригенного комплекса апт-сеномана, продуктивность которого была доказана в Центральных Каракумах. Как выяснилось в процессе бурения, глубина скважин оказалась недостаточной. Самая глубокая скважина 3, оказавшаяся, кстати, на южном крыле структуры, на глубине 3510 м вскрыла лишь верхнюю пачку палеоцена. Скважина 2 на своде структуры по техническим причинам была остановлена при забое 3000 м.

Бурением выявлено наличие углеводородных газов в палеогеновых отложениях. Как отмечает Р. Абдуллаев (1960), по газовому каротажу в интервале 2300—2780 м выделяются участки с повышенным содержанием углеводородных газов.

В некоторых интервалах скважин 1 и 2 отмечалось разгазирование до $1,45 \text{ г/см}^3$ и с $1,78 \text{ г/см}^3$ до $1,18 \text{ г/см}^3$. Десорбированием из глинистого

раствора была получена проба газа следующего состава (в %): метана — 58,5, этана — 1,0, пропана — 0,35, бутана — 0,10, гексана — 0,18. Из 40 см³ десорбированного газа получено 11 см³ углеводородом.

После ликвидации при закрытом превенторе в скважине 3 давление на буфере доходило до 55 ата, при открывании превентора выходил свободный газ следующего состава (в %): метана — 99,0, пропана — 0,6, бутана — 0,4. Следует отметить, что палеогеновые отложения этой части разреза Изгантской складки обладают плохими коллекторскими свойствами. Как показывает анализ коротажных диаграмм, газопроявления в скважинах наблюдались из слабопроницаемых глинистых алевролитов эоценового возраста. К тому же из-за аварийного состояния скважин качественного опробования их не производилось. При бурении скважины 4, заложенной по нашим рекомендациям в своде Кешинынбаирской структуры, в верхнеэоценовых отложениях также наблюдаются участки с повышенным содержанием углеводородных газов.

Исследования последних лет указывают на значительные литологические изменения палеогеновых и верхнемеловых отложений в юго-восточном направлении. Как видно из приводимой ниже табл. 1, в юго-восточном направлении резко возрастает количество песчаного материала, появляется большое количество алевроитовых и песчаных пластов, причем в нижней части разреза появляются крупнозернистые разности.

Таблица 1

Сравнительная характеристика разрезов палеогена и верхов мела Изганта и Гяурс-Дага

Изгант			Гяурс-Даг	
возраст	описание разреза	мощность (м)	описание разреза	мощность (м)
p ³ _{g₂}	Глины известковистые, с редкими прослоями глинистых алевролитов	945	Глины известковистые, песчаные с прослоями до 10 м алевролитов и песчаников	390
p ² _{g₂}	Глины сильноизвестковистые, иногда переходящие в мергели с редкими маломощными прослоями алевролитов.		Глины песчанистые, известковистые с прослоями песчаников в средней части	120
p ¹ _{g₂}	Мергелистые глины и мергели	183	Песчаники и алевролиты	30
p ² _{g₁}	Глины и мергели с прослоями известняков и алевролитов	120	Известковистые глины и мергели	260—290
p ¹ _{g₁}	?	100	Крупнозернистые песчаники с прослоями алевролитов	200
C ^d ₂	?	не вскрыты	Песчаники кварцевые, известковистые с прослоями алевролитов и известняков	250

Значительное улучшение коллекторских свойств палеогеновых отложений, особенно нижних горизонтов, появление терригенных пачек в датском и маастрихтском ярусах верхнего мела создает благоприятные возможности для образования газовых залежей.

Таким образом в центральной и южной частях Ашхабадской депрессии диапазон возможной продуктивности разреза значительно расширяется за счет верхнемеловых и палеогеновых отложений. Следует также

отметить возможность появления в пределах южного борта трещиноватых карбонатных коллекторов ввиду значительной дислоцированности складок.

В ы в о д ы

1. В пределах Ашхабадской депрессии выделяются три самостоятельные тектонические зоны, характеризующиеся различным типом деформаций осадочного чехла и различными комплексами возможно продуктивных горизонтов.

2. Структуры южного борта Предкопетдагского прогиба имеют своеобразный многоплановый характер, обусловленный составом осадочного чехла, и представляют собой складки волочения крупного правого сдвига.

3. В пределах северного борта Ашхабадской депрессии возможно нахождение крупных антиклинальных структур.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Абдуллаев З. А. Результаты разведочного бурения на нефть и газ в Прикопетдагском прогибе. В кн.: «Перспективы нефтегазоносности и направление геолого-разведочных работ в западных районах Средней Азии». Гостехиздат, 1960.

Крымус В. Н. Разрывная тектоника Копет-Дага. В кн.: «Тектоника» Туркмении». Изд-во «Недра». 1966.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ БАГАДЖИНСКОГО ВАЛА

Багаджинский вал, согласно предложенной В. Г. Коцем тектонической схеме строения Восточной Туркмении, находится в пределах Амударьинской впадины, расположенной на юго-восточном склоне Каракумской эпигерцинской платформы.

Изучение Багаджинского вала началось с 1956 г., когда были проведены гравиметрические исследования на территории Восточной Туркмении между городами Байрам-Али и Чарджоу, к северу от Репетека. Этими работами был выявлен крупный Багаджинский (первоначально Репетекский) максимум силы тяжести, который связывался с валообразным поднятием фундамента. Последующими гравиметрическими работами положение максимума силы тяжести было несколько уточнено. Комплексная интерпретация данных гравиметрических и магнитных съемок позволила более уверенно предположить о существовании поднятия фундамента и в 1960 году нацелить проведение сейсмических поисковых работ МОВ в зоне Багаджинского максимума. Сейсмическими исследованиями был выявлен крупный Багаджинский вал, подразделяющийся на две локальные складки — Багаджинскую и Джилликумскую. Сейсмическими работами 1961—1963 годов эти две структуры были детально изучены и сданы под поисковое бурение.

Последующими работами 1963—1964 годов в южной части Багаджинского максимума силы тяжести была выявлена и околонтурена Малайская структура. В печати и на тектонических картах появился так называемый Малайский вал, имеющий широтное простирание.

Анализ гравиметрических и сейсмических данных свидетельствует о успешности ряда авторов в выделении Малайского вала.

С 1963 года трестом «Туркменнефтеразведка» на Джилликумской площади проводится глубокое поисковое бурение. В настоящее время в пределах структуры завершено бурение трех глубоких скважин (максимальная глубина 3501 м), вскрыты отложения келловей-оксфордских известняков верхней юры. Результаты бурения позволили изучить комплекс отложений до верхней юры включительно и выяснить приуроченность отражающих сейсмических горизонтов к определенным литолого-стратиграфическим границам. Отложения пермотриаса и нижне-средней юры не вскрыты, и судить об их составе и мощности можно лишь по результатам бурения на Фарабской и Кабаклинской площадях.

Отложения, слагающие Багаджинский вал, по-видимому, идентичны отложениям Фарабской и Кабаклинской площадей.

Пермотриасовые отложения на Фарабской площади представлены конгломератами из галек метаморфических пород; учитывая, что отложения пермотриаса залегают с разрывом на отложениях палеозойского

фундамента, их мощность, вероятно, изменяется в значительных пределах.

Нижне-среднеюрские отложения представлены толщей терригенных пород, в которых отмечаются редкие тонкие прослои углистых веществ. В средней части терригенной толщи выделяют размыв. Мощность этих отложений, по-видимому, соизмерима с мощностью на площади Кабаклы и составляет около 800 м.

Келловей-оксфордские карбонатные отложения, с которыми в Приамударьинском районе связываются основные перспективы нефти и газа, представлены плотными пелитоморфными известняками. Мощность около 530 м.

Отложения кимеридж-титона представлены двумя свитами: нижняя—гаурдакская свита складывается толщей розовато-серого галита, крупнокристаллического с прослоями глин и ангидритов. Мощность ее 420—450 м; верхняя — карабильская свита представлена отложениями красноцветных глин с прослоями песчаников и алевролитов. Мощность толщи около 210 м. Меловые отложения представлены обоими отделами. В целом весь разрез носит терригенно-карбонатный характер. Отложения нижнего мела представляют собой переслаивание плотных известняков, песчаников и аргиллитоподобных глин. Мощность 850 м. Верхний мел мощностью более 1200 м сложен преимущественно песчано-глинистыми породами.

Палеогеновые отложения представлены двумя отличными друг от друга толщами. Нижняя карбонатная толща бухарских слоев сложена плотными, очень крепкими кристаллическими известняками с редкими прослоями глин средней мощностью 30—40 м; верхняя эоценовая — представлена плотными глинами с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность меняется от 60 до 200 м. Четвертичные и неогеновые отложения весьма широко распространены на всей территории. Неогеновые отложения мощностью 20—25 м сложены глинами с прослоями алевролитов и песков. Отложения четвертичного возраста представлены аллювиальными и эоловыми образованиями общей мощностью от 15 до 70 м.

Проведенные в 1966 году сейсмические исследования в пределах Багаджинского вала позволили уточнить его строение и дать структурную схему по подсолевым (келловей-оксфордским) отложениям (рис. 1). В тектоническом отношении Багаджинский вал представляет собой линейно вытянутое поднятие размером 160×30 км северо-западного простирания. На северо-западе амплитуда вала постепенно затухает, на юге вал ограничен Репетекской тектонической зоной. Амплитуда крыльев вала по подсолевым отложениям достигает 200—250 м. В пределах вала выделяются три крупные локальные структуры: Багаджинская, Джилликумская и Малайская.

Джилликумская складка субмеридионального простирания размером 28×18 км по отложениям келловей-оксфорда достигает амплитуды 200 м. Крутизна крыльев примерно соизмерима. На дальней северной периклинали складки имеется малоамплитудная (до 50 м) Чарыгельская структура, которая по меловым отложениям вырождается в структурный нос и которая служит, по-видимому, северным окончанием Багаджинского вала.

Багаджинская складка, отделенная от Джилликумской 150-метровым прогибом, представляет собой по подсолевым отложениям структуру северо-западного простирания, амплитудой 200 м, размером 40×16 км, с более крупным юго-западным крылом. Своды Багаджинской и Джилликумской складок находятся примерно на одном гипсометрическом уровне.

Южное окончание Багаджинского вала представлено сложно-построенной Малайской структурой. Малайская структура представляет собой двухсводовую складку амплитудой около 150 м, размером 50×48 км.

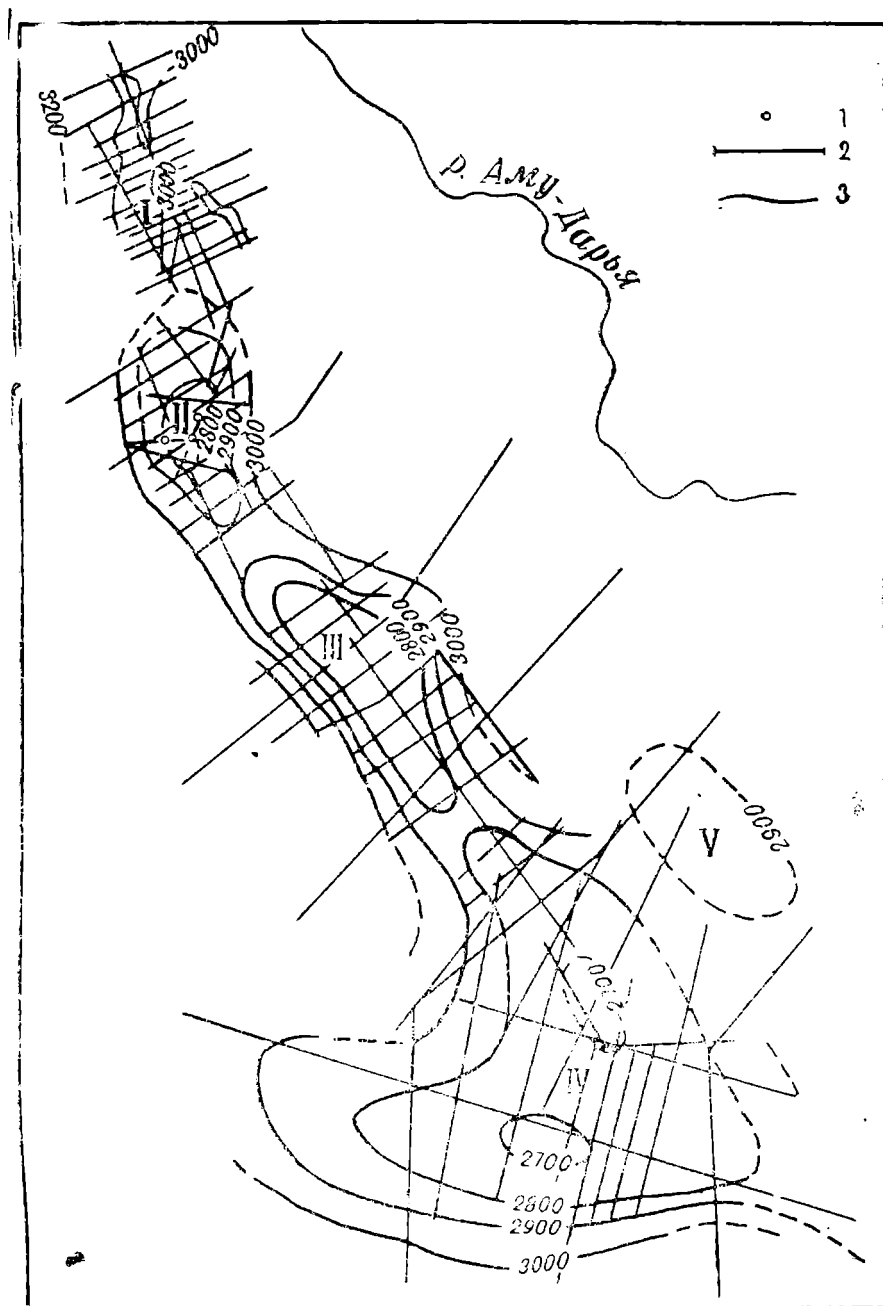


Рис. 1. Багаджинский вал. Структурная схема по сейсмическому горизонту, залегающему вблизи кровли келловей-оксфордских известняков с1+ок (построена по материалам АДГЭ № 4, ВГЭ № 3, треста «Туркменнефтегазразведка»):
I — скважины глубокого бурения; 2 — сейсмические профили; 3 — изолинии по кровле келловей-оксфордских известняков. Структуры: I — Чарыгельская; II — Джилликумская; III — Багаджинская; IV — Малайская; V — Агаркунинская.

Известный интерес представляет ориентация сводов, разделенных прогибом порядка 40 м. Если северный свод ориентирован как предыдущие структуры Багаджинского вала, то южный свод имеет широтное простирание. Структура меняет свое простирание с северо-западного на широтное. Такая смена простирания, по-видимому, связана с влиянием Репетекской тектонической зоны дислокаций на формирование южной части Багаджинского вала.

Малайская структура отделена от Багаджинской складки прогибом порядка 50—80 м. Южное крыло, обращенное к Репетекской зоне дислокаций, крутое и имеет амплитуду (по данным Б. М. Симагина) около 300 м.

К северо-западу от Малайской складки, по-видимому, возможно наличие приподнятой зоны, состоящей из ряда локальных структур. Доказательством служит предполагаемая Агаркуинская складка. По сейсмическим данным получен перегиб амплитудой около 100 м по горизонту вблизи кровли келловей-оксфорда.

При анализе гравитационного поля видно, что максимум силы тяжести, соответствующий Багаджинскому валу, в своей южной части имеет несколько расплывчатое строение, и вполне возможно, что этой части максимума будет соответствовать несколько антиклинальных структур небольших амплитуд. По очертаниям локального максимума силы тяжести трудно предположить существование крупного структурного элемента типа вала широтного простирания. Амплитуда прогиба между Багаджинской и Малайской складками (50—80 м) явно недостаточна для разделения таких крупных тектонических образований, как валы.

Из всего вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Малайский вал по отложениям подсолевой юры (келловей-оксфорд) не существует.
2. Широтное простирание южного свода Малайской структуры связано с влиянием Репетекской зоны тектонических дислокаций.
3. Багаджинский вал представляет собой выступ фундамента, осложненный тремя крупными локальными структурами (Джилликумской, Багаджинской, Малайской). В южной части вал, по-видимому, осложнен несколькими кулисообразно расположенными складками, ориентировка которых в зависимости от влияния Репетекской тектонической зоны может меняться от меридиональной до широтной.

В. Г. КОЦ,
В. В. ОГРОДНИКОВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЛУБИННОМ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ГАУРДАК-КУГИТАНГСКОГО РАЙОНА

В 1964—1965 годах в пределах Гаурдак-Кугитангского района Юго-Западного Гиссара были проведены комплексные геофизические исследования с целью изучения глубинного геологического строения этой территории. Комплекс включал в себя детальные гравиметрические исследования, сейсморазведку МОВ и МРНП.

Рассмотрение плотности характеристики разреза позволяет выделить в районе ряд плотностных границ, существенно важных для решения задач глубинной геологии с помощью гравиметрии. Наиболее четкая плотностная граница выделяется на поверхности подсолевых отложений гаурдакской свиты верхней юры. Ангидриты гаурдакской свиты и известняки келловей-оксфорда обладают значительной (до $0,6 \text{ г/см}^3$) избыточной плотностью над покрывающими их соленосными отложениями гаурдакской свиты и (до $0,2 \text{ г/см}^3$) над вышележащими нижнемеловыми отложениями.

Таким образом, между характером локального гравитационного поля и рельефом подсолевых отложений существует прямая связь.

Другим фактором, видимо, серьезно влияющим на характер гравитационного поля, является изменение мощности соленосных отложений. В силу значительного дефекта плотности по сравнению с вмещающими породами зоны увеличения мощности соли должны отмечаться минимумами силы тяжести. Влияние глубинных факторов в данном случае отражается в характере региональных аномалий и поэтому не рассматривается нами при описании локальных полей.

Таким образом, данные гравиметрии должны содержать весьма ценную информацию о глубинном геологическом строении и в первую очередь о строении подсолевых отложений, высокоперспективных на нефть и газ. Однако следует отметить, что существуют и мешающие факторы, такие, как влияния топографических масс, погрешности учета влияния промежуточного слоя, искажающие аномалии гравитационного поля, обусловленные строением надсолевых отложений.

Неоднозначность данных гравиметрии определяется еще и тем, что в ряде случаев зоны увеличения мощности соли и прогибы подсолевого рельефа будут отмечаться идентичными минимумами и без дополнительной информации не могут быть разделены. Поэтому представлялось рациональным применить гравиметрию в комплексе с сейсморазведкой и структурным бурением.

Сейсмические исследования проводились главным образом методом РНП, который обеспечивает надежное непрерывное прослеживание сейсмических горизонтов в сложных сейсмогеологических условиях Гаурдак-Кугитангского района.

В разрезе рассматриваемой зоны выделяется около десяти горизонтов, характеризующих строение отложений нижнего мела и юры до глубины 2,5—3 км. Стратиграфическая привязка сейсмических горизонтов затруднена отсутствием глубоких скважин на площади работ. Однако данные структурных скважин на площадях Аккумулям и Тагара позволяют (учитывая мощность основных комплексов) оценить стратиграфическое положение сейсмических горизонтов.

Критерием достоверности стратификации горизонтов является, на наш взгляд, и то обстоятельство, что на глубине, соответствующей соленосным отложениям гаурдакской свиты кимеридж-титона, на сейсмических разрезах под группой согласно залегающих горизонтов выделяется толща весьма изменчивой мощности. Как известно, значительные колебания мощности в пределах от 150—200 до 500—600 м характерны именно для соленосной толщи.

Наиболее выдержанные сейсмические горизонты фиксируются вблизи кровли баррема, кровли и подошвы соленосной толщи Гаурдакской свиты и поверхности известняков келловей-оксфорда.

Гравиметрическими исследованиями была охвачена большая часть Гаурдак-Кугитангского района, сейсмические исследования проводились главным образом в равнинной части района, в пределах Аккумулямской и Тагаринской складок Гаурдак-Тюбегатанской антиклинальной зоны, а также в небольшом объеме в пределах Северо-Каттаурской, Кундалянгской и Южно-Кундалянгской складок.

Наиболее интересные данные получены в пределах Аккумулямской площади, где сейсморазведкой и гравиметрией детально изучено глубинное строение антиклинальной структуры, выявленной по данным геологической съемки (Р. Е. Айзберг, Н. Н. Камышев) и структурного бурения (В. И. Черченко).

В гравитационном поле в пределах рассматриваемой площади (рис. 1) выделяется крупный локальный максимум силы тяжести восток-северо-восточного простирания. Максимум в восточной части пережат слабой отрицательной аномалией северо-восточного простирания. В плане максимум резко смещен к западу относительно свода складки, намеченного структурным бурением по отложениям нижнего мела. Более того, положение мелового свода близко соответствует отмеченной зоне минимума. Природа гравитационной характеристики структуры выяснилась в результате изучения глубинного строения площади сейсмическими работами. В 1963—1964 годах площадь исследовалась сейсморазведкой МРНП и МОВ (В. В. Огородников, В. П. Лупаносов). В результате Аккумулямская складка была детально изучена по горизонтам в отложениях нижнего мела и верхней юры и подготовлена к поисковому бурению.

Основной особенностью рассматриваемой складки является существенное различие структурных планов надсолевых и подсолевых отложений, выражающееся в значительном изменении простирания, размеров и амплитуды структуры, а также в смещении сводов.

В подсолевых отложениях по горизонту, выделяемому вблизи поверхности известняков келловей-оксфорда, Аккумулямское поднятие представляет собой куполовидную антиклиналь размерами 9×13 км, восток-северо-восточного простирания, амплитудой около 350—450 м, с углами наклона крыльев 5—7°. Северо-западное крыло несколько круче юго-восточного. Данные сейсморазведки позволяют выделить тектоническое нарушение, протягивающееся диагонально оси складки с юго-запада на северо-восток. Амплитуда его, видимо, не превышает 50 м.

В подсоловых отложениях складка имеет северо-восточное простирание, размеры 3×6 км, амплитуду около 100 м, углы наклона крыльев $3-4^\circ$. Высшая часть свода смещена на 3 км к северо-северо-востоку относительно подсолового плана. Нарушение, отмеченное в подсоловых отложениях, прослеживается и в надсоловых горизонтах, причем в надсоловом плане оно близко совпадает с большой осью складки.

Значительное несоответствие структурных планов вызвано изменением мощности соленосных отложений в пределах площади.

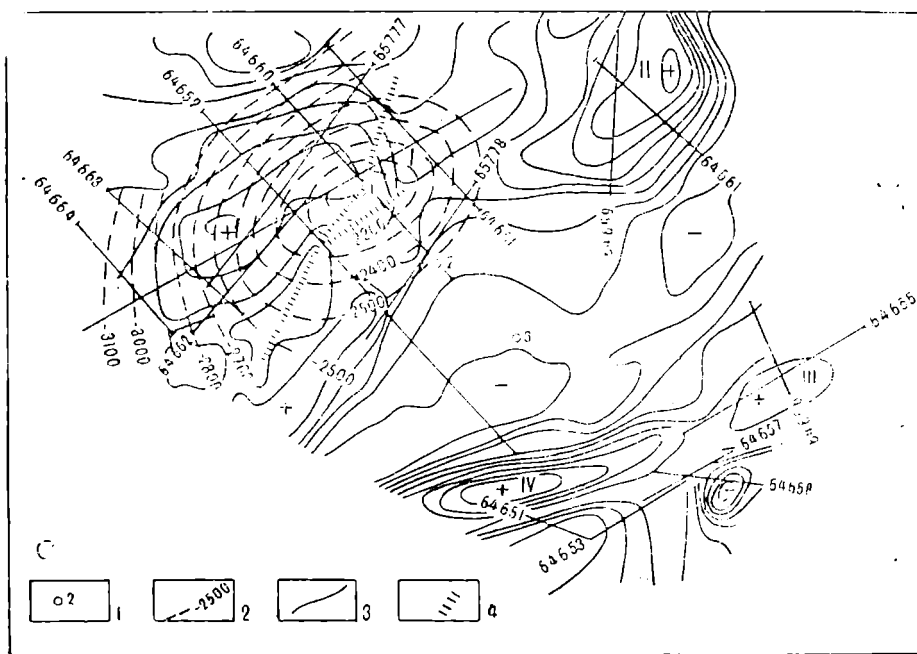


Рис. 1. Аккумулямская площадь. Сопоставление результатов гравиметрии и сейсморазведки:

1 — скважины структурного бурения; 2 — изогипсы сейсмического горизонта, залегающие вблизи кровли известняков келловей-оксфорда; 3 — изоопомалии локального гравитационного поля; 4 — линии тектонических нарушений. Структуры: I — Аккумулямская; II — Тагаринская; III — Северо-Каттаурская; IV — Кундалянская.

В юго-западной части структуры отчетливо фиксируется увеличение мощности соли к юго-восточному крылу подсоловой складки и, как следствие, смещение надсолового прогиба к юго-востоку на 2—3 км. Максимальная мощность соли и область надсолового перегиба близко соответствуют зоне тектонического нарушения. Такие же соотношения фиксируются и на других профилях, кроме профиля 64660, который проходит через подсоловый свод в той части, где его пересекает тектоническое нарушение. Здесь, в присводовой зоне, отмечается минимальная мощность соленосных отложений; по направлению к крыльям мощность солей равномерно возрастает, и поэтому перегибы в надсоловых и подсоловых отложениях в плане совпадают, а несоответствие отражается лишь резким увеличением углов наклона в подсоловой толще (рис. 2). Далее, на северо-восточной периклинали складки, вновь отмечается смещение планов, причем здесь область максимальной мощности соли. Линия нарушения и перегиб в надсоловых отложениях смещаются к северо-западному крылу подсоловой складки.

В целом по площади минимальная мощность соленосной толщи фиксируется в пределах свода и запад-юго-западной периклинали под-солевой складки (400—450 м); наиболее резкое (до 600 м) увеличение мощности отмечается к запад-северо-западной периклинали, менее значительное (до 500—550 м) — к юго-западной (рис. 3).

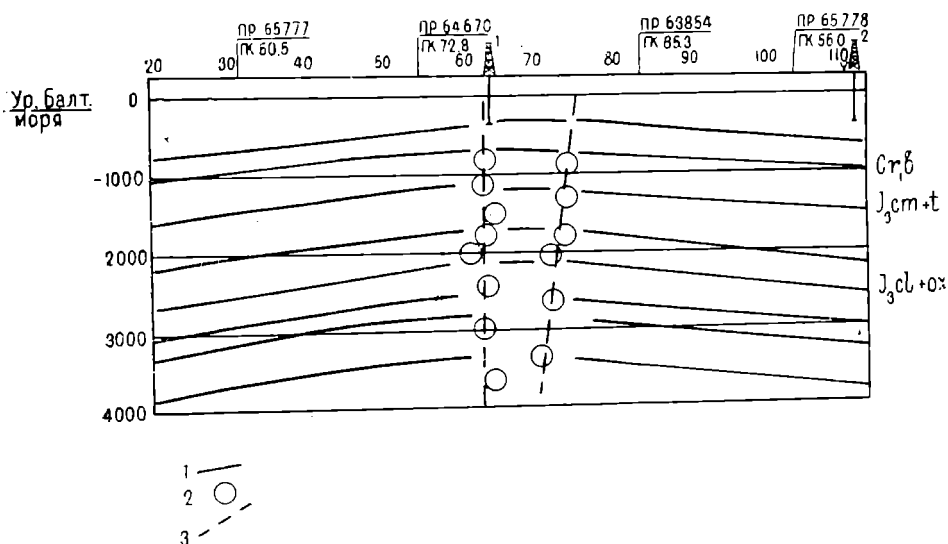


Рис. 2. Аккумулямская площадь. Сейсмический разрез МРНП по профилю 64660: 1 — отражающие горизонты МРНП; 2 — узлы дифракции; 3 — линия тектонического нарушения.

В свете изложенного природа локальных аномалий силы тяжести легко объяснима на основе ранее описанных представлений об аномалиеобразующих факторах района. Локальный Аккумулямский максимум отображает суммарный гравитационный эффект поднятия плотных подсолевых пород и сокращения мощности соленосной толщи. Минимум же, отмеченный вблизи надсолевого свода, обязан разрастанию мощности соли в зоне нарушения, с которым он четко совпадает в плане. Отсутствие в зоне нарушения аномалий типа гравитационной ступени указывает на незначительную амплитуду вертикального перемещения по разлому и позволяет рассматривать его как ослабленную, трещиноватую зону, в которой отмечается увеличенная мощность солей, видимо, в силу притока из свода.

В самом деле, сокращение мощности соли в присводовой зоне можно объяснить либо конседиментационным развитием складки в гаурдакское время, либо выжиманием соли из свода к крыльям в процессе вертикального роста структуры в кайнозойское время. Последнее предположение кажется наиболее убедительным, поскольку, как свидетельствует сейсморазведка, все остальные горизонты юры и мела строго выдерживают мощность в пределах платформы. Трудно предположить, что конседиментационный рост складки охватил только гаурдакское время, никак не проявившись в карабильское и нижнемеловое.

Тагаринская площадь. В пределах площади располагается крупная Тагаринская брахантиклиналь, закартированная геологической съемкой по отложениям альба и сеномана и изученная структурным бурением. По результатам структурного бурения В. И. Черненко построена структурная карта по кровле отложений нижнего альба.

Складка имеет субмеридиональное простираие, значительные размеры (7,5×3 км, по стратонизогипсе—75 м) и амплитуду 350 м. Отмечается резкая асимметрия: для западного крыла углы наклона слоев составляют около 15°, для восточного достигают 40°.

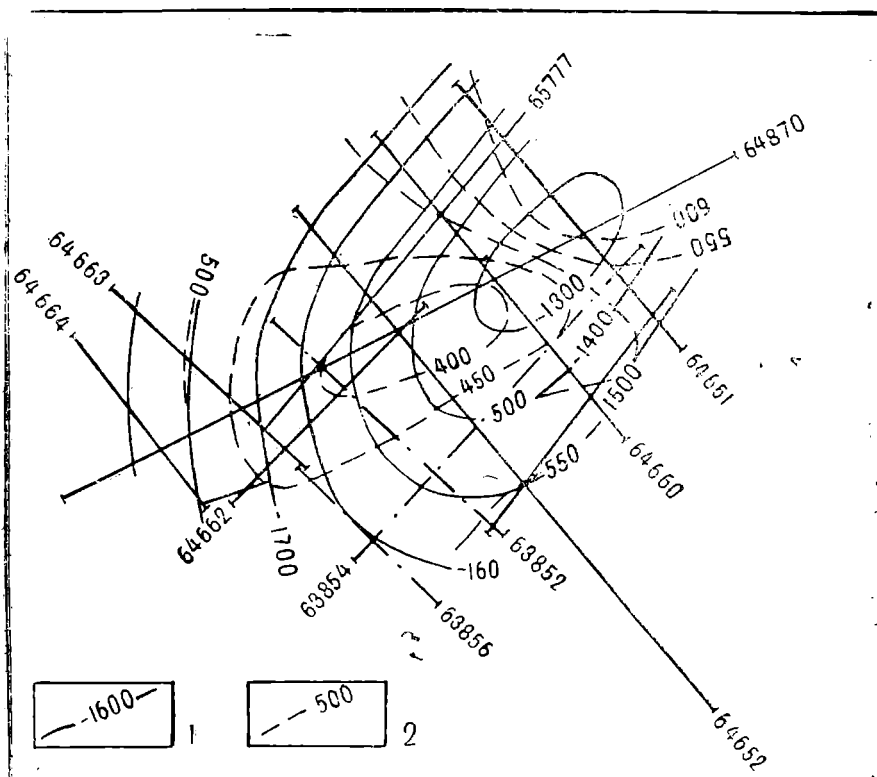


Рис. 3. Аккумуляционная площадь. Карта равных мощностей соленосной толщи верхней юры:

1 — изолинии сейсмического горизонта, залегающего вблизи кровли гаурдакской свиты; 2 — изолинии одинаковых мощностей соленосной толщи.

На севере складка Узункудукским разломом отделена от Гаурдакского поднятия. Структурным бурением в пределах площади выявлен целый ряд тектонических нарушений типа сбросов и взбросов, амплитудой 50—150 м.

В гравитационном поле (рис. 1) Тагаринскому поднятию соответствует крупный локальный максимум, несколько смещенный к востоку. Максимум имеет дугообразное очертание (от субмеридионального на востоке до восток-северо-восточного на западе). Отмечается четкая асимметрия: градиент изменения силы тяжести на восточном борту в 3—4 раза больше, чем на западном. Западный борт и северное замыкание аномалии осложнены локальными минимумами.

Сейсмическими работами МРНП изучена, в силу сложных условий рельефа, только южная часть складки и отчасти ее восточное крыло. Здесь проведено два профиля по направлению к своду складки.

На сейсмических разрезах фиксируется подъем слоев по направлению к своду и отмечаются нарушения, выделенные по данным бурения. Горизонты, приуроченные к соленосным отложениям гаурдакской

свиты, залегают согласно с выше- и нижележащими горизонтами: изменений мощности соли не наблюдается.

Таким образом, геофизические данные позволяют сделать следующие выводы о глубинном строении Тагаринского поднятия. В свете изложенных выше представлений о природе локальных аномалий совпадение складки с четким гравитационным максимумом указывает на существование крупного поднятия в подсолевых юрских отложениях и общее совпадение подсолевого и надсолевого структурных планов. Об этом свидетельствуют и материалы сейсморазведки. Некоторое смещение контуров аномалии относительно складки, отмеченное в пределах площади, видимо, связано с влиянием региональных факторов.

Локальные минимумы силы тяжести, выделенные в пределах западного крыла и северной периклинали, связаны, по нашему представлению, с увеличением мощности соли за счет подтекания ее в направлении свода складки из примыкающей депрессии.

С этими движениями, видимо, связано и возникновение взбросов в надсолевой толще, отмеченных структурным бурением на западном крыле.

Явления подтекания соли вверх по крылу складки установлены на крутом восточном крыле смежной с Тагаринской Гаурдакской антиклинали, где в силу большей крутизны крыла и высоты складки они привели к полному выдавливанию соли в свод и последующему ее размыву.

Подобные явления, очевидно, характерны и для северо-восточного замыкания Тагаринской складки, где значительное сокращение мощности соли отмечено структурной скважиной № 702. Здесь движение соли, видимо, происходило в направлении к Узункудукскому разлому и своду Гаурдакской антиклинали, значительно (более чем на 1500 м) приподнятому над Тагаринской складкой.

Северо-Каттаурская площадь. Северо-Каттаурская складка выделена в центральной части Янгиарык-Кундалянской системы антиклинальных поднятий (В. И. Седлецкий, 1965 г.) и примыкает с юга к крупному Карабильскому поднятию. Соотношение их детально не изучено. Возможно, Северо-Каттаурская складка представляет собой периклинальное осложнение Карабильской.

В гравитационном локальном поле здесь отмечен максимум силы тяжести, по своему положению и простираению близко соответствующий предполагаемому своду Северо-Каттаурской складки.

В пределах этой площади проведено три сейсмических профиля. Два из них проведены вкрест и вдоль северо-западного крыла и один — вдоль юго-восточного крыла.

На профиле 64655, ориентированном вдоль северо-западного крыла (и борта максимума), отмечен уверенный подъем всех горизонтов в северо-восточном направлении.

На глубинах, соответствующих нижней части соленосной толщи, наблюдается значительное сокращение (на 200—250 м) мощности отложений в том же направлении.

Профиль 64656, проведенный по северо-западному крылу, фиксирует подъем слоев и сокращение мощности примерно на ту же величину в юго-восточном направлении. Наконец, аналогичные результаты получены и на профиле 64657, проведенном вдоль юго-восточного крыла складки. Здесь отмечен подъем слоев и сокращение мощности соленосной толщи в северо-восточном направлении. На всех профилях горизонты, расположенные выше и ниже соленосной толщи, залегают согласно с ее кровлей или подошвой.

Таким образом, данные сейсморазведки и гравиметрии указывают на существование в пределах рассматриваемой площади крупного поднятия, четко выраженного в подсолевых и надсолевых отложениях. При этом за счет сокращения мощности соли к своду складки углы наклона крыльев в подсолевых отложениях круче, чем в надсолевых, но смещение в плане не наблюдается. Нам представляется, что сокращение мощности соли в своде складки связано с выдавливанием ее из свода под воздействием вертикальных подвижек в процессе роста структуры.

Предположение о сокращении мощности соли вследствие роста складки малоубедительно, так как в других горизонтах юры и нижнего мела рост складки не ощущается в распределении мощности отложений.

Кундалянгская площадь. В пределах площади геологической съемкой по отложениям нижнего мела выделена узкая и длинная (размером 2×10 км) горст-антиклиналь субширотного простирания, ограниченная по крыльям крупными разломами. В гравитационном поле складке соответствует крупный линейный максимум, окаймленный вдоль бортов значительными аномалиями типа гравитационной ступени. В силу сложности рельефа сейсмические работы удалось провести лишь на далеких крыльях, за линиями нарушений. На профиле МРНП, проведенном по северному крылу, фиксируется подъем слоев по направлению к своду складки. В этом же направлении отмечается значительное увеличение мощности соли, вследствие чего в подсолевых отложениях складка несколько выположена. Таким образом, возникает противоречие. Данные гравиметрии в полном согласии с материалами геологической съемки указывают на горст-антиклинальное строение структуры в подсолевых отложениях, так как крупная, резко выраженная положительная аномалия может быть объяснена только крупным блоковым поднятием подсолевых пород. С другой стороны, сейсморазведка как будто дает указание на диапировый характер структуры.

Нам представляется, что проявление диапиризма действительно имеет место в пределах северного крыла складки, однако соль подтекает не в свод, а в ослабленную зону взбросов, ограничивающую складку с севера, где соль образует криптодиапир, видимо, сравнительно небольшой высоты.

Известно также, что с крупным нарушением, ограничивающим Кундалянгскую структуру с юга, связаны чрезвычайно интенсивные проявления соляной тектоники, обусловившие образование большой группы соляных диапиров (Альмурад, Каттаур, Каркас и т. д.), которые в гравитационном поле отмечаются чрезвычайно резкими минимумами силы тяжести.

Выводы

1. В пределах Гаурдак-Кугитангского района широко развиты проявления течения соли гаурдакской свиты и связанное с этим несоответствие надсолевого и подсолевого структурных планов у большинства складок. Причем наиболее активные движения соли наблюдаются в зонах разломов и в антиклинальных складках, где также возникают ослабленные зоны, благоприятные для проникновения соли.

2. Изучению нефтегазоносности подсолевого комплекса глубоким бурением должно обязательно предшествовать тщательное изучение надсолевых и подсолевых структурных планов складок, которое должно осуществляться комплексом геологической съемки и детальной гравиметрии в открытых районах и детальной гравиметрией совместно с сейсморазведкой — структурным бурением — в закрытых.

Н. П. ПОДДУБНЫЙ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТНЫХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ ТРЕЩИННЫХ СТРУКТУР ПАЛЕОЗОЙСКОГО ЯДРА КУГИТАНГСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

Разрывная тектоника палеозойского складчатого основания и гранитоидов Кугитангского массива в частности изучена недостаточно. Первая попытка к изучению трещинной тектоники массива была предпринята в 1950 году В. И. Бирюковым, затем в 1956—1958 годах — автором в процессе проведения ревизионных и поисково-съёмочных работ. Некоторые результаты этих работ были обобщены и опубликованы Б. П. Ждановым (1966).

Авторы правильно подходили к объяснению общих закономерностей развития тектонических процессов, но в связи с недостаточностью фактических материалов они не смогли произвести возрастную и генетическую интерпретацию разнообразных трещинных структур и свести их в логичную схему. Наиболее слабо изучены были трещинные структуры, контролируемые дайковыми интрузиями. Это справедливо отмечали И. М. Исмухамедов и др. (1965), указывая, что «...они (дайки) детально не исследованы и, возможно, среди них имеются такие жильные породы, которые генетически близко стоят к гранитоидам среднего карбона...» и «полностью не выявлены взаимоотношения кислых дайковых пород с кислыми лавами перми».

Трещинная тектоника палеозойского ядра Кугитангской антиклинали очень сложна и продолжительна в своем развитии. Разнообразные системы трещин, в том числе и первичные, связанные со становлением гранитоидного массива, залечены магматическими жилами (дайками) и продуктами гидротермальной деятельности (жила кварца, барита и флюорита). Ясно поэтому, что без детального изучения процессов магматической и постмагматической деятельности не могут быть получены достоверные сведения об относительном возрасте трещинных структур и их возрастных взаимоотношениях с различными этапами рудного процесса. Значение даек как маркирующих элементов, позволяющих устанавливать относительный возраст тектонических нарушений, отмечали в свое время Н. И. Бородавский (1946), Е. П. Сонюшкин и И. П. Кушнарев (1955).

Ниже приводятся результаты изучения тектонических нарушений в связи с их вещественным составом заполнения.

В связи с тем, что однотипные системы трещин образовались в разное время, они разбиваются для простоты изложения на три возрастные группы, соответствующие этапам развития геосинклинали: трещинные структуры добатолитового этапа; трещинные структуры батолитового этапа; трещинные структуры постбатолитового этапа.

Такой принцип деления разрывных нарушений базируется на поло-

жении Ю. А. Билибина (1948) о том, что разнообразные по происхождению типы магматических жильных пород занимают различное положение в истории формирования подвижных зон земной коры.

Трещинные структуры добатолитового этапа. Добатолитовые трещинные структуры имеют ограниченное распространение. Для них характерна приуроченность к древним осадочным формациям пород и тесная связь с эффузивной деятельностью нижнего карбона.

Трещины этого возраста отмечаются в верховьях саяв Кемпир-Тюбе (месторождения Заккан и Тиллякан) и Саук-Булак, где они развиты в докембрийских сланцах и осадочно-вулканогенной толще нижнего карбона. Возрастное положение их определяется тем, что выполняющие их кварцевые порфиры и альбитофиры (субвулканические тела) содержат ксенолиты визейских известняков и прорываются гранитоидами верхнего карбона. Мощность жильного выполнения изменяется от 0,7 — 4,0 до 20—30 м. Отмечаются также раздувы до 100 м, за счет чего контактовые ограничения приобретают извилистые очертания.

При общем северо-западном простираннии (315°) трещины сохраняют крутые углы падения ($70-80^\circ$) преимущественно к северо-востоку. По простираннию они ограничены рвущим контактом гранитоидов. Наиболее крупные из них (сай Кемпир-Тюбе) прослеживаются до двух километров, более мелкие — до 600 м. Последние развиты на северо-западном продолжении более крупных нарушений или в всячем блоке в виде серий из двух-трех трещин. По типу трещины относятся, видимо, к разрывам, образовавшимся в период развития геосинклинали в связи с тектоническими напряжениями, предшествовавшими периоду излияний кислых эффузивов.

К структурам этого возраста относится также сброс, осложняющий крутое северное крыло Майчалинской антиклинали (месторождение Чуянкан). Он простирается в субширотном направлении (350°) с северным падением под углом 60° . Образование сброса связывается с ростом складки в период горообразовательных движений, предшествовавших внедрению гранитных интрузий.

В обнажениях сброс представлен зоной дробления, совпадающей с простираннием осадочных толщ. В пределах сброса отмечается сокращение мощностей глинистых и карбонатно-глинистых пород до полного выпадения из разреза. К последним здесь приурочены скариново-железородные тела, связанные генетически с гранитоидами верхнего карбона. Последние, кстати, прорывают Майчалинскую антиклиналь, в связи с чем возраст сброса считается дорудным.

В нижнепермское время сброс был осложнен повторными тектоническими подвижками, предшествовавшими внедрению малых интрузий гранит-порфиров, что привело к дроблению роговиков визе и отложению вольфрамовых руд. Вольфрамовая минерализация сопровождалась интенсивным окварцеванием пород в зоне дробления.

Трещинные структуры батолитового этапа. Вторая возрастная группа даек тесно связана с формированием Кугитангского гранитоидного массива. Массив является многофазным, несмотря на это преимущественное развитие в нем получили граниты верхнего карбона (формация гранитов). Остальные формации (габбро, плагиогранитов, кварцевых диоритов и аляскитов), соответствующие интрузивным фазам, имеют незначительное распространение, проявляясь в виде небольших штоков, даек или останцов. В связи с этим более доступной к изучению трещинной тектоники оказалась формация гранитов, на которую приходится около 80% площади массива.

Для гранитов* Кугитангского массива характерна повышенная трещиноватость. Количество систем** трещин в них достигает 15 (рис. 1, а), что свидетельствует о неоднократном проявлении тектонических движений.

Детальное изучение возрастных взаимоотношений даек и их генетической принадлежности показало, что фиксируемые в гранитах системы трещин четко подразделяются на три возрастных подгруппы, из которых две первые соответствуют периодам формирования даек первого и второго этапов (Полевая, 1950; Коптев, Дворников, 1952). Третья подгруппа составляет самостоятельную группу трещинных структур послебатолитового этапа.

Пространственное положение в гранитах трещин первой подгруппы отражено на структурном блоке (рис. 2, а) и полярной сетке Вульфа (рис. 3).

Данные структурного анализа показали, что наиболее ранние трещины в гранитах объединяют пять систем трещиноватости, принявших участие в формировании ранних жильных производных — даек первого этапа. По пространственному положению в массиве им соответствуют продольные (p), поперечные (c), горизонтальные (g) и две диагональные ($d-d_1$) системы трещин. Причем продольные, поперечные и горизонтальные системы трещин являются первичными (контракционными), а диагональные — наложенными или вторичными, образовавшимися под воздействием усилий тектонического характера на затвердевшую кровлю интрузива.

В отличие от крутых ($60-80^\circ$) или горизонтальных первичных трещин диагональные имеют пологие ($35-45^\circ$) углы падения и ориентированы к ним примерно под углами $35-40^\circ$. Между собой же образуют угол, близкий к прямому (80°).

Продольные и поперечные системы трещин соответствуют главным направлениям даек аплитов. Простираясь соответственно по азимутам 15 и 285° , трещины, однако, в разных участках массива изменяют свои простирания на $5-10^\circ$ в ту и другую сторону. Это нашло свое отражение на диаграмме Вульфа (рис. 3), на которой отмечается сравнительно большой разнос точек (максимумы III, VIII, IX, XI).

Менее развитыми являются диагональные системы трещин, простирающиеся по азимутам 260 и 340° . Сопровождающие их прожилки аплитов, как правило, маломощные ($5-25$ см) и короткие ($5-15$ м). Важной особенностью последних является приуроченность к ним прожилкообразных пегматоидных образований (гранитных пегматоидов) с бедной вкрапленностью касситерита. Образование пегматитов связывается с воздействием на аплиты высокотемпературных постмагматических растворов, поступающих в ослабленные зоны по обновленным (наложенным) трещинам. С точки зрения рудоносности это очень важный металлогенический признак, впервые фиксируемый в данном районе.

Диагональные трещины представляют собой типичные сбросы, образовавшиеся под воздействием тектонических усилий субмеридиональной направленности, отвечающих общему плану деформаций, предшествующего периода горообразовательных движений. Пространственное положение сбросов соответствует двум круговым сечениям эллипсоида деформации, ориентированного длинной осью в субширотном (юго-

* Здесь и далее верхнекарбоновая формация гранитов называется просто гранитами.

** Под системой понимается серия трещин с близкими простираниями и углами падения. Трещины с разными углами падения относятся к разным системам.

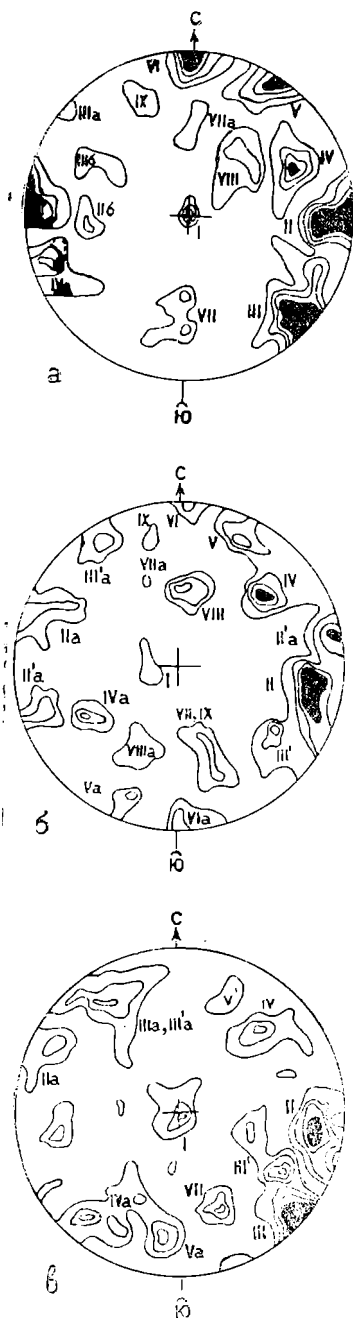


Рис. 1. Структурные диаграммы: а — гранитов третьей фазы (172 замера, изолинии проведены через 1 $\frac{1}{2}$ %, максимумы — свыше 6 $\frac{1}{2}$ %); б — даек основного состава (98 замеров, изолинии проведены через 1 $\frac{1}{2}$ %, максимумы — свыше 6 $\frac{1}{2}$ %); в — даек кислого состава (121 замер, изолинии проведены через 1 $\frac{1}{2}$ %, максимумы — свыше 4 $\frac{1}{2}$ %).

восточном) направлении. Структурные построения свидетельствуют о небольшом (20—30°) наклоне вертикальной оси В к юго-востоку. Это обусловлено, по-видимому, некоторой переориентировкой палеозойских структур в период альпийской складчатости, создавшей современный структурный план района.

Из изложенного выше следует, что гранитная интрузия на поздней стадии становления претерпела двукратные тектонические напряжения, сопровождавшиеся первоначально внедрением аплитов второй генерации, а затем постмагматических высокотемпературных растворов, с деятельностью которых связывается образование касситеритоносных пегматитов.

Вторая подгруппа трещин, отвечающая периоду формирования даек второго этапа, отличается большим развитием. Она образует серии трещин. Для них характерны субширотные простирания и пологие углы падения к северу. Отмечаются они преимущественно в южной части массива (сан Вандоп, Алчак); обладают гладкими плоскостями сбрасывателей и значительной протяженностью (до 3 км), выходя за пределы гранитоидного массива во вмещающие породы. По возрасту трещины относятся к конечной стадии становления гранитной интрузии. Это подтверждается тем, что выполняющие их дайки диабазовых порфиров, спессартитов и сиенит-порфиров прорываются верхнепермскими дайками субмеридионального простирания. Кроме того, ксеноклиты их содержатся в нижнепермских гранит-порфирах.

Судя по взаимоотношениям даек, образование трещин этой подгруппы происходило в определенной возрастной последовательности, что нашло свое отражение в простираниях этих трещин. К наиболее ранним трещинам относятся пологопадающие (50—60°) трещины широтного простирания (260—280°), выполненные дайками сиенит-порфиров. Это мощные (6—12 м) и наиболее протяженные дайки с ровными слабоизвилистыми ограничениями.

Более поздняя система субпараллельных трещин, сопровождаемая темновыми дайками (диабазовые порфи-

риты и спессартиты), сечет дайки сиенит-порфиров. Отличительным признаком этих трещин являются пологие углы падения, достигающие иногда 25° , и более северо-западные (секущие) простирания.

Образуя субпараллельные серии трещин, не пересекающие друг друга, они являются разновозрастными, но испытавшими повторное приоткрывание. Об этом можно судить по взаимоотношению сопряженных даек разного состава. Характер зон закала между спессартитами и диабазовыми порфиритами свидетельствует о том, что последние являются более ранними образованиями. Это подтверждается также выводами Д. Х. Ахмерова и Н. В. Майорова (1956), которые на примере Чинарсайского интрузива (Зеравшанский хребет) показали, что дайкам разного состава должны соответствовать и разновременные трещины.

В этой подгруппе трещин, в общем пологопадающих, исключение составляет относительно редкая система широтных крутопадающих трещин ($60-80^\circ$) в том же северном направлении. Кроме крутых углов падения, они обладают неровными плоскостями контактов. Образуют редкие трещиноватые зоны, в которых отдельные трещины сопрягаются между собой по падению и простиранию.

Контролируясь дайками диабазовых порфиров, они не образуют контактовых пересечений с дайками пологого залегания, в связи с чем относительный возраст их не совсем ясен. Однако, исходя из того, что дайки диабазовых порфиров обоих направлений (широтные крутопадающие и северо-западные пологие) одинаково пересекают дайки сиенит-порфиров, можно заключить, что они близко- или разновозрастны. Более ясный ответ на этот вопрос дает рассмотрение структурного блока гранитов (рис. 2, б).

Как видно, широтным крутопадающим трещинам соответствуют простирания поперечных трещин растяжения (с), а пологим северо-западных направлений — диагональные, то есть сколовые направления, совпадающие с одной плоскостью кругового сечения эллипсоида деформации. Если сопоставить структурные блоки гранитов, отражающие пространственное положение даек первого и второго этапов формирования (рис. 2, а, б), то оказывается, что широтные крутопадающие трещины второй подгруппы совпадают с системой поперечных трещин первой подгруппы. Следовательно, первые являются, видимо, более древними структурами, то есть разновозрастными с системами трещин первой подгруппы. Выполняемые же их дайки диабазовых порфиров также следует относить к наиболее ранним образованиям после внед-

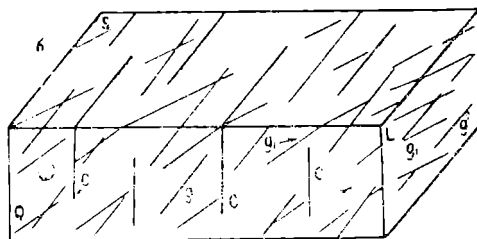
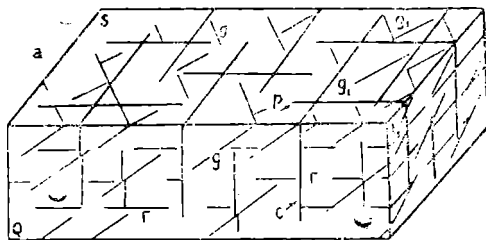


Рис. 2. Структурные блоки гранитов третьей фазы, построенные по элементам а—первичных и б—вторичных (наложенных) трещин.

S, Q, L — плоскости блоков; p — продольные трещины, c — поперечные, s — горизонтальные, g и g₁ — диагональные пологие, выполненные дайками (жилами) пегматитов, аegлитов, сиенит порфиров (g), лампрофиров и диабазовых порфиров (g₁).

рения сиенит-порфиров, поскольку они свободно (пассивно) заполняли трещины более раннего заложения.

Если на полярной сетке Вульфа (рис. 3) сопоставить полюсы трещин второй подгруппы (максимумы VII, VI, II) с таковыми аплитов второй генерации (максимум XI), то оказывается, что в пространстве и во времени они смещаются по ходу часовой стрелки. Это объясняется

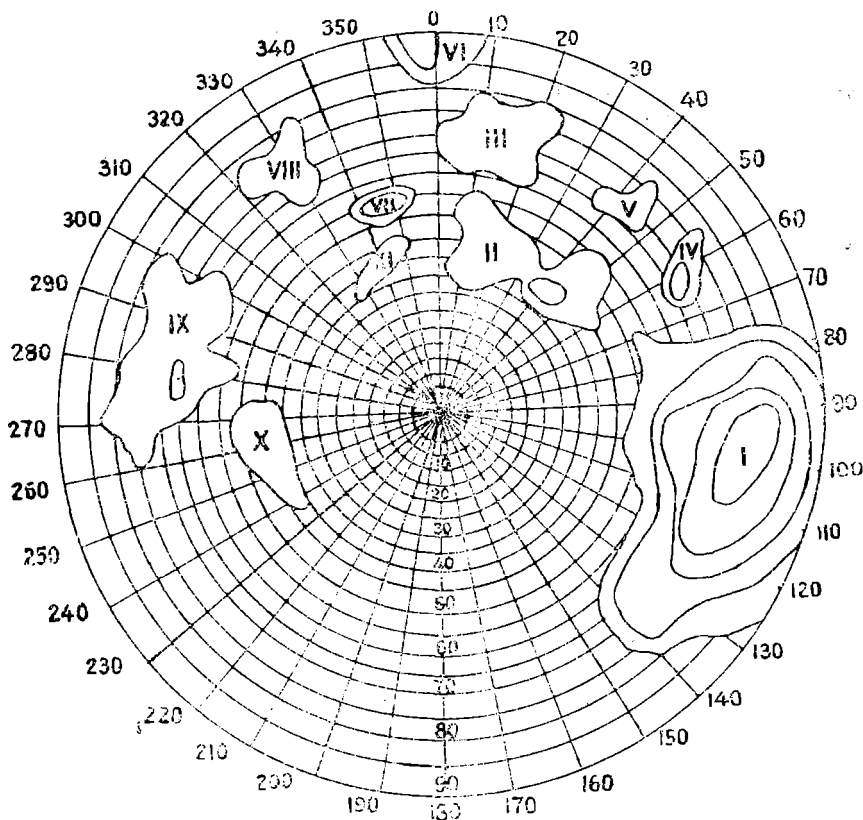


Рис. 3. Пространственное положение палеозойских систем в Кугитангском массиве, выполненных дайками различного состава и возраста (580 замеров, изолинии плотностей проведены со значениями менее и более 1,2 и 3%).

изменением направлений деформирующих усилий во времени, что обусловило постепенный поворот эллипсоида деформации все более к югу. В том же направлении (слева направо) происходит омоложение и сколовых нарушений с изменением состава жильного выполнения от щелочного к основному, то есть от даек сиенит-порфиров через диабазовые порфириты к спессартитам. Эта закономерность сохраняется также для трещин и даек послеплатовитового этапа.

Трещинные структуры послеплатовитового этапа. Разрывные нарушения послеплатовитового этапа, соответствующего периоду превращения геосинклинальной зоны в молодую платформу, являются наиболее поздними палеозойскими структурами района. Являясь главной формой проявления тектонических процессов, они тем самым обусловили трещинную форму интрузий этого периода. С трещинами этого возраста связано более 80% всего количества даек массива.

Возраст трещин определяется тем, что выполняющие их дайки прорывают все осадочные и магматические формации и в свою очередь трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего триаса. Учитывая, что наиболее молодые прорываемые ими гранит-порфиры комплекса малых порфировых интрузий относятся к нижней перми, по возрасту они являются верхнепермскими — нижнетриасовыми структурами.

По сравнению с другими районами юго-западных отрогов Гиссарского хребта в Кугитангском массиве они особенно многочисленны. Трещины этой группы образуют здесь мощные зоны дробления, сопровождающиеся разнообразными дайками. Последние образуют дайковые поля шириною более одного километра и протяженностью два-три километра.

При общем север-северо-восточном простирании ($0-30^\circ$) трещины часто сопрягаются или пересекаются, что отчетливо устанавливается по взаимоотношениям даек. В соответствии с этим трещинные структуры послетриасового этапа делятся нами на пять возрастных систем, три из которых выполнены разнообразными дайками, а две поздние — гидротермальными жилами.

1. Наиболее ранние из этой группы трещины образуют субпараллельные серии маломощных (до 2,5 м по мощности даек) трещин меридионального простирания ($350-10^\circ$) с крутым ($70-80^\circ$) падением на восток. В разных участках массива простирания их изменяются на $5-10^\circ$ с отклонением к востоку. Плоскости трещин неровные. По простиранию и восстанию трещины сопрягаются, образуя трещиноватые зоны. Одна из таких зон прослеживается на крутых бортах сая Майчалы, в его верховье. В основном же трещины одиночные или образуют пучки из двух-трех даек.

Относительный возраст этой системы трещин определяется по выполняемым их дайкам диабазовой группы, которые прорываются всеми системами более юных даек.

2. Следующая возрастная система трещин получила наибольшее развитие. Контролируясь кислыми дайками, они образуют на юге Кугитангского массива и в нижнем течении сая Шелкан протяженные дайковые поля.

При общем крутом ($70-85^\circ$) падении на восток трещины пересекают более древние дайки диабазовой группы. В соответствии с этим они имеют более восточные азимуты простираний ($10-20^\circ$).

Трещины этой системы представляют типичные трещины растяжения, сопровождающиеся неровными плоскостями контактов и частой сопряженностью. Пространственное положение их в массиве соответствует главному направлению древнего глубинного разлома.

3. Третья возрастная система объединяет редкие, но крупные трещины протяженностью до 3 км. Как и более ранние системы трещин, они простираются в северо-восточных направлениях ($20-30^\circ$) и имеют крутые углы падения ($80-85^\circ$) к юго-востоку. Мощность их не превышает 25 м (по мощности даек). В виде одиночных даек отмечаются на всей площади массива, тяготея, однако, к его центральной части. Прослеживаются они, как правило, за пределами дайковых полей более раннего возраста. Трещины секут темноцветные дайки первой системы трещин; жильное выполнение их включает ксенолиты последних. Наиболее крупные из этих трещин отмечаются на левом борту сая Кемпир-Тюбе и в пределах скарново-железородных месторождений Заккан и Чуянкан, где они контролируются дайками сиенито-дибритов и габбро.

Из изложенного выше видно, что высказанная ранее закономер-

ность о последовательном омоложении трещинных структур (во времени и в пространстве) в направлении с запада на восток проявляется и в послебатолитовом этапе развития тектонических движений. Это подтверждается также данными анализа трещинных структур даек основного и кислого составов (рис. 1, б, в).

Сопоставление трещинных диаграмм показывает, что в более поздних по возрасту дайках кислого состава главные направления трещиноватости, выраженные максимумами II и III, смещены книзу (вправо). В том же направлении возрастает и количество трещин. Эта закономерность отчетливо отражается и на трещинной диаграмме гранитов (рис. 1, а), где главные направления разновозрастных трещин занимают разные положения. В данном случае максимум II соответствует полюсам даек диабазовой группы, а III — кислым дайкам более позднего возраста.

Наиболее поздние системы палеозойского возраста выполнены, как отмечалось выше, жилами кварца, барита и флюорита. В пределах массива всего выявлено и обследовано около 40 жил, из которых немногим меньше половины приходится на флюоритовые и баритовые жилы. По возрасту они являются более поздними, что устанавливается по пересечениям ими кварцевых жил (западный склон горы Ак-Чутур).

4. Кварцевые жилы простираются в меридиональном ($350-20^\circ$) и северо-западном ($290-305^\circ$) направлениях с крутыми ($60-80^\circ$) углами падения соответственно на восток и северо-восток, реже — на юго-запад. На площади массива распределены они неравномерно. Наибольшее скопление их отмечается вблизи восточного контакта интрузива между саями Вандоп и Кызыл-Алма. В несколько меньших количествах встречаются в верховьях тех же саев. К нарушениям этого возраста относится и Центрально-Кугитангский разлом, прослеживающийся от сая Вандоп до сая Кемпир-Тюбе протяженностью более 12 км. Он имеет такое же северо-восточное простирание ($10-25^\circ$) и крутое падение ($70-80^\circ$) в том же юго-восточном направлении. К северо-западу он оперяется системой более мелких трещин. На отдельных участках сопровождается кварц-гематитовой минерализацией, характерной для верхнепалеозойского минералообразования.

Центрально-Кугитангский разлом, как и другие нарушения более мелких масштабов, сопровождающиеся во всех случаях кварцевой минерализацией, представляет собой типичный сбросо-сдвиг. Об этом можно судить по имеющимся случаям смещения в горизонтальной плоскости скарново-железорудных тел месторождения Чуянкан на амплитуду более 40 м. Амплитуда вертикальных перемещений не установлена.

Возраст кварцевых жил и контролируемых их трещин предположительно определяется как среднепалеозойский. Они, как отмечалось ранее, прорывают верхнепермские дайки и трансгрессивно перекрываются отложениями верхнего триаса. Не исключено, однако, что среди них имеются и дорудные жилы, образовавшиеся после формирования пегматитов. К таковым могут относиться только жилы северо-западного направления. На это могут указывать имеющиеся случаи залегания среди скарново-железорудных тел (месторождения Тиллякан, Чуянкан) и повышенное содержание в них мелкозернистого пирита. Предполагается, что последний образовался в сульфидную стадию рудного процесса, проявленного на этих месторождениях. Рудообразование этого типа увязывается во времени с периодом становления гранитной интрузии (верхний карбон).

5. Система трещин, контролируемая жилами кварца, барита и флюорита, а также переходными между ними разностями (кварцево-флюоритовые, кварцево-флюорито-баритовые, флюорито-баритовые и другие жилы), развита в апикальной части гранитного массива и породах кровли. В связи с этим они отмечаются только в наиболее возвышенной части массива вдоль западного контакта (месторождения Ян-чикан, Чуянкан, Шержант, вершины гор Ак-Чутур и Надолба). На Гаурдакском куполе жилы того же состава отмечаются в кровле известняков гиссарской свиты и подошве ангидритов гаурдакской свиты.

Простираения трещин ориентированы в трех направлениях: северо-западных, северо-восточных и западных. Первые две системы трещин соответствуют сбросам с относительно пологими углами падения ($50\text{--}70^\circ$) соответственно на юго-запад и юго-восток, третья — крутым разрывам без смещения.

Максимальная мощность трещин (по жильному выполнению) не превышает 2 м, протяженностью — от 5 до 30 м, редко больше. Выполняющие их жилы имеют зональное строение, отражающее стадии рудного процесса и неоднократное приоткрывание трещин. Содержат бедную вкрапленность халькопирита, сфалерита и галенита.

По возрасту эта система трещин занимает промежуточное положение между подобными палеозойского и альпийского возрастов и связывается с проявлением новокиммерийской фазы складчатости, проявившейся в Кугитанг-Тау в верхней юре после отложения гиссарской свиты известняков. Об этом свидетельствуют также некоторые данные В. В. Могаровского и А. К. Мельниченко (1967), изучавших флюоритовые месторождения южного склона Гиссарского хребта. Согласно данным абсолютного возраста, образование флюоритовых жил они относят к посленижнемезокайнозойскому времени, но не выше границы юры и нижнего мела. Это хорошо согласуется с нашими представлениями о верхнеюрском возрасте этой системы трещин.

Описанные выше две системы разновозрастных трещин, контролируемые жилами кварца и флюорита, несут на себе следы альпийских тектонических подвижек, проявляющихся в виде плоскостей скольжения. Амплитуды перемещений по ним иногда весьма значительны. По Центрально-Кугитангскому разлому, например, восточный блок сброшен на амплитуду около 150 м, что установлено по смещению песчаников лейаса.

Таким образом, изучение трещинных структур по их вещественному составу заполнения позволило сделать следующие выводы:

1. Трещинные структуры палеозойского ядра Кугитангской антиклинали имеют сложные возрастные взаимоотношения, обусловленные неоднократным проявлением тектонических движений. Образование их началось в намюрский век нижнего карбона в связи с превращением верхнепалеозойской геосинклинали в ороген, продолжалось в период становления верхнекарбоновой интрузии гранитов и послебатолитовый этап развития магматизма, когда ороген стал соответствовать молодой платформе, и завершилось в новокиммерийскую фазу складчатости (конец верхней юры).

2. Каждому периоду проявления тектонических движений соответствуют трещинные структуры определенных направлений, что связано с постепенным изменением плана деформации во времени и пространстве. Для батолитового и послебатолитового этапов развития района устанавливается закономерное омоложение трещинных структур с запада на восток (по ходу часовой стрелки), обусловленное поворотом

эллипсоида деформации в горизонтальной плоскости (изменение направления деформирующих усилий) в том же направлении.

3. Отвечающие периодам тектонических напряжений группы трещин и заключенные в них серии трещин достаточно четко фиксируются по составу и возрастным взаимоотношениям жильно-магматических и гидротермальных образований. Установлено, что

а) различные системы разновозрастных трещин контролируются дайками различного состава и возраста;

б) одна система трещин может сопровождаться дайками разного состава, что указывает на неоднородность их приоткрывания;

в) трещины разных направлений, контролируемые дайками одинакового состава, не могут быть разновозрастными структурами;

г) однотипные системы трещин разных направлений образуются в разное время в связи с изменением плана деформаций.

В заключение следует отметить, что формирование дайковых пород находится в тесной связи с процессами тактогенеза, в связи с чем наши данные полностью подтверждают вывод Н. И. Бородаевского (1946) о том, что они (дайки) являются надежным элементом для установления относительного возраста контролируемых ими разрывных нарушений.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмеров Д. Х., Майоров Н. В. Петрография и причины разнообразия гранитоидных пород сарматских мелких интрузивов. Тр. АН ТаджССР, т. 8. Душанбе, 1956.
Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. «Изв. АН СССР», серия геол., № 4, 1948.

Бородаевский Н. И. О значении наблюдений над дайками изверженных и жильных пород при изучении рудных месторождений. В кн.: «Рудничная геология», 1946.

Жданов Б. П. Новые данные о складчатой и разрывной тектонике хребта Кугитанг-Тау. В кн.: «Тектоника Туркмении и сопредельных территорий (материалы тектонического совещания в Ашхабаде в октябре 1964 г.)». М., Изд-во «Наука», 1966.

Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Васильевский Б. Ф. О последовательности развития магматизма и некоторых вопросах металлогении в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. В кн.: «Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана». Ташкент, Изд-во «Наука», 1965.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4, 1952.

Могаровский В. В., Мельниченко А. К. О нижней возрастной границе флюоритовых месторождений южного склона Гиссарского хребта (Таджикистан). ДАН СССР, сер. геол., т. 172, № 4, 5, 6, 1967.

Полевая О. С. Образование жильных пород кислых интрузий. Тр. ИГиЛ АН СССР, вып. 107, сер. петрогр. (№ 31), 1950.

Сонюшкин Е. П., Кушнарев И. П. Изучение и картирование даек. В кн.: «К методике геологической съемки при поисках и разведке полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат, 1955.

С. П. ИПАТЕНКО
В. И. СИНЯКИН

СКОРОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ТЕРРИТОРИИ ТУРКМЕНИИ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ ПЛОТНОСТИ ПОРОД

К настоящему времени фонд исследованных на физические свойства образцов горных пород из естественных обнажений и керну скважин территории ТССР уже превысил 40 000. При этом для каждого образца исследовано от 5 до 8 физических параметров.

Однако ценность данных, полученных в результате большой исследовательской работы, камеральной обработки и обобщения такого громадного фактического материала, снижается за счет того, что определения физических параметров в лаборатории проводятся в условиях, отличных от естественных условий залегания пород в разрезе. Это отличие условий заключается прежде всего в том, что лабораторные измерения производятся при атмосферном, а не пластовом давлении и при температуре измерений, также отличной от пластовой.

Как показал опыт работ и большой фактический материал по территории Туркмении, а также результаты многочисленных исследований других республик, такое различие условий сказывается, прежде всего, на абсолютной величине измеряемых параметров (таких, как плотность, пористость, скорость распространения упругих волн, магнитная восприимчивость) и в меньшей степени на характеристике физической дифференциации разреза. При этом известно, что абсолютная величина физических параметров изменяется в зависимости от глубины залегания больше для терригенных пород и меньше для карбонатного комплекса.

В связи с таким положением вещей результаты исследования физических свойств в основном используются при интерпретации результатов полевых гравиметрических и магнитометрических работ. На характер гравитационного поля влияет лишь плотностная дифференциация разреза (перепады плотностей на границе пластов независимо от абсолютной величины плотности пластов), а наличие перепада магнитной восприимчивости отдельных пластов, блоков, интрузий и других относительно вмещающих их пород обуславливает характер магнитных полей.

Скорость распространения упругих волн измерялась в лаборатории при помощи сейсмоскопа типа ИПА-2. При интерпретации данных полевых сейсмических исследований в связи с отсутствием достоверных абсолютных величин скорости распространения упругих волн в глубинных условиях эти материалы не используются. По-видимому, в результате резкого уменьшения давления на породу и уменьшения его температуры при выносе его на поверхность изменяется плотность упаковки терригенных частиц. Предполагается также возникновение в породе мик-

ротрещиноватости и воздушных прослоев на контакте слоев как за счет указанных условий (давление и температура), так и за счет механического воздействия на образцы керна при его извлечении на дневную поверхность. В воздушных прослоях, встречающихся на пути упругой волны, происходит сильное поглощение энергии колебаний и соответственно уменьшение величины скорости распространения упругих волн. К этому можно добавить, что каждая микротрещина обуславливает рассеивание и многократные отражения энергии колебаний, приводящие к уменьшению скорости.

Приведение физических характеристик к условиям естественного залегания пород путем создания лабораторных моделей при современном уровне производства измерений оказывается слишком дорогостоящим.

Нами избран другой путь приведения лабораторных измерений к глубинным условиям — путь сопоставления сводных физических характеристик отдельных геологических районов, составленных по лабораторным измерениям с использованием электрических счетных машин, со сводными скоростными характеристиками разрезов этих же районов, полученных из обобщения данных полевых сейсмических исследований.

Такие сопоставления сделаны для некоторых геологических районов Туркмении, имеющих характеристики разрезов по лабораторным и полевым методам.

Для примера приведены физические характеристики разрезов Заунгузского свода и южного склона Центрально-Каракумского свода (рис. 1). Здесь в левой части приведены пластовые значения скорости

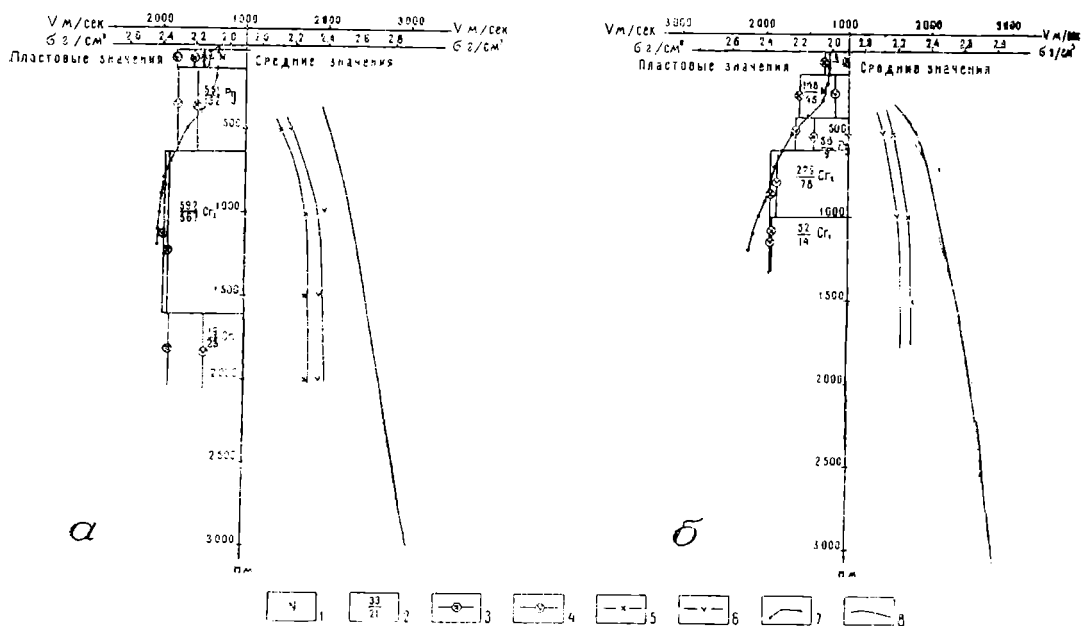


Рис. 1. Физическая характеристика разрезов Заунгузского свода (а) и южного склона Центрально-Каракумского свода (б):

1—возраст пород; 2—в числителе количество определений плотности пород, в знаменателе количество определений скорости; 3—пластовая плотность по лабораторным измерениям; 4 — пластовая скорость по лабораторным измерениям; 5—средняя плотность по лабораторным измерениям; 6—средняя скорость по лабораторным измерениям; 7—изменение плотности пород с глубиной; 8 — средняя скорость по сейсмическим данным (В. Д. Саджай. Сейсмоработы в 1956—1958 гг., Г. А. Ма-нохин. Отчет по сейсмопартии 12/60 и 15/60—61 гг.).

и плотности пород отдельных стратиграфических горизонтов по данным лабораторных измерений.

В правой части разрезов сопоставлены кривые изменения средних значений плотности и скорости, вычисленные с помощью электрических счетных машин ЦСУ ТССР по лабораторным данным, с кривой изменения средней скорости в разрезе, полученной из обобщения данных полевых сейсмических исследований в этом районе.

Как видно из показанного сопоставления, за счет отсутствия влияния пластового давления и температуры значения средней плотности и скорости по лабораторным данным изменяются с глубиной значительно медленнее значений средней скорости по данным полевых измерений.

Если рассматривать значения средних скоростей по данным сейсморазведки, соответствующих определенным глубинным интервалам (например, через 250 м), и соответствующие значения средней скорости и плотности по лабораторным данным, то мы получим коэффициенты для этих интервалов глубин (Kz_{cp} и KV_{cp}), которые дают возможность привести в данном геологическом районе лабораторные значения средней плотности с помощью Kz_{cp} и скорости с помощью KV_{cp} к величине абсолютных значений средней и пластовой скорости прохождения сейсмических волн. При этом влияние описанного выше глубинного фактора на значения лабораторных величин указанными коэффициентами вносится автоматически.

В табл. 1 приводятся коэффициенты Kz_{cp} и $Kz_{пл}$ для отдельных геологических районов территории Туркмении.

Здесь: Kz_{cp} — коэффициент для перевода значений средней плотности пород в значения средней скорости прохождения сейсмических волн для указанных глубинных интервалов в условиях естественного залегания пород;

$Kz_{пл}$ — коэффициент для перевода лабораторных значений пластовых плотностей в пластовые значения скорости прохождения сейсмических волн. Получены эти коэффициенты аналитическим путем по кривым изменения Kz_{cp} . Каждое значение Kz_{cp} до какой-либо глубины отнесено к середине этого пласта. По полученным точкам построены кривые изменения с глубиной $Kz_{пл}$.

В таблице не представлены коэффициенты для пересчета лабораторных данных скорости распространения упругих волн. Это объясняется тем, что плотностная характеристика указанных районов изучена гораздо полнее и достовернее, поэтому нами использовались только коэффициенты Kz_{cp} и $Kz_{пл}$.

Для вычисления значения средней скорости по плотности пород лабораторные величины плотности, которые являются пластовыми, перевычислялись в средние путем придания каждому образцу среднего значения плотности из всех предыдущих значений образцов, находящихся между дневной поверхностью и уровнем залегания данного образца. Значения средней плотности в г/см путем умножения на коэффициент Kz_{cp} переводятся в значения средней скорости в км/сек.

При вычислении пластовых значений скорости с использованием лабораторных данных и приведенных выше коэффициентов лабораторные значения плотности используются без пересчета, то есть в том виде, в каком они есть.

Остановимся на точности полученных результатов. Для их оценки были сопоставлены кривые средних скоростей, построенных с использованием переводных коэффициентов с кривыми средних скоростей путем сейсмокаротажа. Такие сопоставления сделаны для скважин, в которых проводился сейсмокартаж. Для примера представлены физиче-

Таблица переводных коэффициентов плотностной характеристики разреза в скоростную

Интервал глубины, м	Казы—Ер- бент—Модар		Центрально-Кара- кумский свод		Заунгузский свод		Байрам-Али—Ма- ры—Майская		Решетек		Кабаклы— Гугуртли		Фараб		Койкыран— Нурумгур		Средние значения для террито- рии Туркме- нии
	$K_{\sigma_{\text{ср}}}$	$K_{\sigma_{\text{пл}}}$	$K_{\sigma_{\text{ср}}}$	$K_{\sigma_{\text{пл}}}$	$K_{\sigma_{\text{ср}}}$	$K_{\sigma_{\text{пл}}}$	$K_{\sigma_{\text{ср}}}$	$K_{\sigma_{\text{пл}}}$	$K_{\sigma_{\text{ср}}}$	$K_{\sigma_{\text{пл}}}$	$K_{\sigma_{\text{ср}}}$	$K_{\sigma_{\text{пл}}}$	$K_{\sigma_{\text{ср}}}$	$K_{\sigma_{\text{пл}}}$	$K_{\sigma_{\text{ср}}}$	$K_{\sigma_{\text{пл}}}$	$K_{\sigma_{\text{гр}}}$
0	0,65	0,70	0,81	0,83	0,80	0,80	0,88	0,70	0,71	0,71	0,69	0,72	0,66	0,72	0,68	0,67	0,67
250	0,78	0,85	0,86	0,92	0,88	0,95	0,94	0,83	0,79	0,85	0,82	0,89	0,82	0,92	0,83	0,83	0,81
500	0,87	0,99	0,91	1,02	0,95	1,01	0,99	0,96	0,85	0,91	0,89	0,98	0,92	1,01	0,94	0,97	0,90
750	0,94	1,13	0,98	1,12	0,98	1,07	0,92	1,07	0,88	0,96	0,94	1,06	0,98	1,07	1,01	1,11	0,95
1000	0,99	1,23	1,02	1,20	1,01	1,15	1,06	1,15	0,91	1,02	0,99	1,14	1,01	1,13	1,06	1,22	0,99
1250	1,03	1,33	1,07	1,27	1,04	1,23	1,08	1,23	0,93	1,06	1,02	1,22	1,04	1,19	1,10	1,32	1,02
1500	1,07	1,40	1,12	1,34	1,07	1,30	1,10	1,30	0,96	1,12	1,05	1,29	1,07	1,24	1,14	1,40	1,05
1750	1,10	1,48	1,16	1,39	1,11	1,37	1,13	1,36	0,98	1,17	1,08	1,36	1,09	1,30	1,17	1,48	1,08
2000	1,13	1,56	1,21	1,45	1,15	1,44	1,15	1,42	1,01	1,22	1,12	1,43	1,11	1,35	1,19	1,56	1,11
2250	1,16	1,63	1,24	1,51	1,19	1,51	1,18	1,47	1,04	1,28	1,16	1,48	1,15	1,40	1,23	1,62	1,13
2500	1,18	1,70	1,27	1,56	1,23	1,57	1,20	1,54	1,06	1,32	1,20	1,55	1,19	1,46	1,26	1,70	1,16
2750	1,21	1,78	1,31	1,62	1,27	1,64	1,23	1,60	1,08	1,38	1,25	1,62	1,22	1,53	1,28	1,78	1,19
3000	1,23	1,84	1,34	1,67	1,30	1,70	1,26	1,65	1,11	1,42	1,30	1,69	1,24	1,58	1,30	1,84	1,21
3250	1,26	1,91	1,37	1,74	1,34	1,71	1,29	1,72	1,13	1,47	1,34	1,74	1,28	1,64	1,32	1,91	1,25
3500	1,29	1,98	1,39	1,77	1,37	1,83	1,32	1,77	1,15	1,50	1,38	1,82	1,30	1,70	1,34	1,98	1,29

ские характеристики разрезов скважин Казы 1-р и Ербент 1-р (рис. 2).

В правой части разреза представлены кривая изменения плотности пород с глубиной, кривая изменения средней плотности пород с глубиной и расчет $\bar{V}$ км/сек. и $V_{пл}$ км/сек.

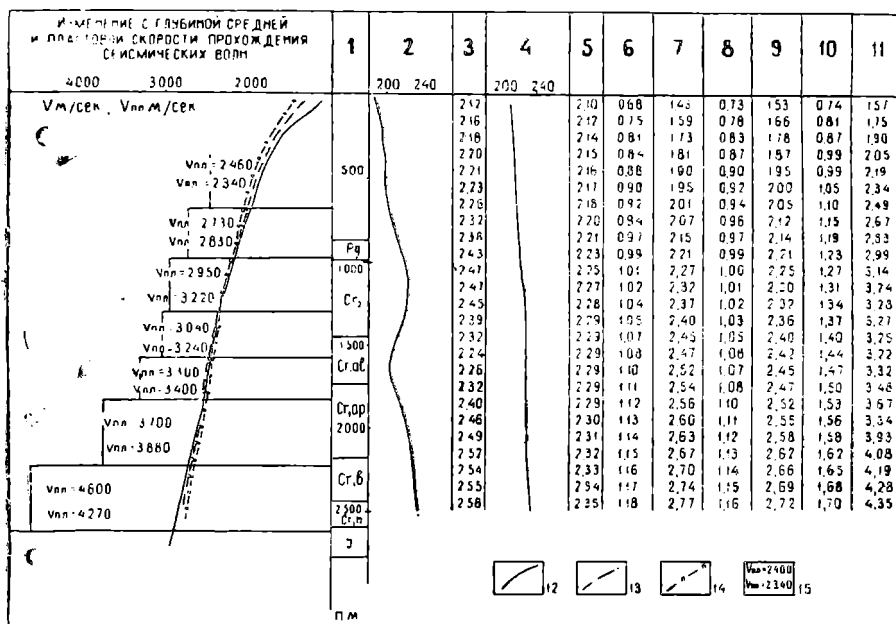


Рис. 2. Физическая характеристика разреза скважины Казы 1-р.

1 — стратиграфия; 2 — изменение с глубиной пластовых значений плотности пород ($\rho_{пл}$ г/см³); 3 — значения $\rho_{пл}$ в интервале через 100 м; 4 — изменение с глубиной средних (от устья скважины) значений плотности пород; 5 — значение $\rho_{ср}$ в интервале через 100 м; 6 — значения $K_{ср}$ для района Ербент; 7 — значения $\bar{V}$ км/сек, полученные с использованием этих коэффициентов; 8 — значения $K_{ср}$ для территории Туркмении; 9 — значения $\bar{V}$ км/сек, полученные с использованием этих коэффициентов; 10 — значения $K_{пл}$ для района Ербент; 11 — значения $V_{пл}$ км/сек, полученные с использованием этих коэффициентов; 12 — кривая средних скоростей по данным сейсмокаротажа (с/п 9/62—64); 13 — кривая средних скоростей по данным измерений плотности пород с учетом переводных коэффициентов для данного района; 14 — кривая средних скоростей по данным измерений плотности пород с учетом средних переводных коэффициентов для территории Туркмении; 15 — верхняя — пластовая скорость по данным сейсмокаротажа, нижняя — пластовая скорость по данным измерений плотности пород с учетом переводных коэффициентов для данного района.

В левой части разреза сопоставлены кривые изменения значений средней скорости $\bar{V}$ км/сек. с кривой изменения значений скорости, вычисленной по плотности пород с учетом переводных коэффициентов.

Если средние значения скорости и плотности вычисляются приблизительно с одинаковой точностью, то мы имеем право подсчитывать средние квадратичные погрешности по формуле для двойных измерений:

$$m = \pm \sqrt{\frac{\delta^2}{2n}},$$

где m — средняя квадратическая ошибка;

$\delta = \bar{V}$ км/сек.— $\bar{V}^1$ км/сек.;

$\bar{V}$ км/сек.— значение средней скорости по данным сейсмокаротажа;

$\bar{V}^1$ км/сек.— значение средней скорости по данным измерений плотности пород с учетом переводных коэффициентов.

Оценка точности вычисления проводилась для отдельных интервалов глубины (0—500, 500—1000 и т. д.) и полностью для разреза скважины. В табл. 2 приводятся значения средних квадратических ошибок вычисления средней и пластовой скорости по плотности пород для скважин Казы 1-р и Ербент 1-р.

Таблица 2

Оценка точности вычисления средней скорости V км/сек. и $V_{пл}$ км/сек. по плотности пород, с учетом переводных коэффициентов $K\sigma_{ср}$, $K\tau\sigma_{ср}$ и $K\sigma_{пл}$

Интервал глубины, м	Скважина Казы 1-р			Скважина Ербент 1-р	
	Средняя квадратическая погрешность определения $\bar{V}$ км/сек. $V_{пл}$ км/сек. с использованием:			Средняя квадратическая погрешность определения $\bar{V}$ км/сек., $V_{пл}$ км/сек с использованием:	
	$K\sigma_{ср}$	$K\tau\sigma_{ср}$	$K\sigma_{пл}$	$K\sigma_{ср}$	$K\tau\sigma_{ср}$
0—500	$\pm 0,083$	$\pm 0,130$		—	—
500—1000	$\pm 0,030$	$\pm 0,060$		$\pm 0,014$	$\pm 0,018$
1000—1500	$\pm 0,025$	$\pm 0,025$		$\pm 0,022$	$\pm 0,044$
1500—2000	$\pm 0,012$	$\pm 0,030$		—	—
2000—2500	$\pm 0,021$	$\pm 0,050$		—	—
Средняя квадратическая ошибка скважины	$\pm 0,039$	$\pm 0,070$	$\pm 0,141$	$\pm 0,019$	$\pm 0,034$
Пределы изменения квадратической ошибки	$\pm 0,012$	$\pm 0,025$		$\pm 0,014$	$\pm 0,018$
	$\pm 0,083$	$\pm 0,130$		$\pm 0,022$	$\pm 0,044$

Как видно из таблицы, средняя квадратическая погрешность вычисления $V_{ср}$ по плотности пород с использованием переводных коэффициентов $K\sigma_{ср}$ изменяется в пределах допустимых расхождений. Наибольшие расхождения получаются для так называемой зоны малых скоростей, то есть для интервала глубины 0—500 м. С глубиной разреза точность вычисления повышается. Меньшую точность дают кривые средних скоростей, вычисленные с использованием средних переводных коэффициентов для территории Туркмении.

Что касается вычисления пластовых скоростей по плотности пород, то в целом средняя квадратическая ошибка также изменяется в пределах допустимого. В данном примере для скважины Казы 1-р средняя квадратическая ошибка равна $\pm 0,141$ км/сек.

Выводы

1. Сопоставление вычисленных плотностных и скоростных характеристик со скоростными характеристиками, полученными по полевым сейсмическим измерениям, позволило вычислить коэффициенты для перевода лабораторных значений средних и пластовых плотностей и скоростей в средние и пластовые скорости прохождения сейсмических волн.

2. Точность вычисленных этим методом отдельных скоростей гово-

рит о полной возможности вычисления по приведенным в табл. 1-персводным коэффициентам средней и пластовой скорости по плотности пород. Само собой разумеется, что полученные коэффициенты справедливы лишь для тех геологических районов, для которых были выведены указанные коэффициенты.

3. Точность указанных вычислений прямо пропорциональна количеству имеющихся определений физических параметров для данной скважины. Поэтому в случае недостаточного количества лабораторных исследований по одной скважине желательно группировать скважины по структурно-тектоническому принципу.

4. В связи с большим количеством определений физических параметров по отдельным скважинам и группам скважин указанный способ вычисления скоростей, по сравнению с сейсмическим каротажем и полевыми сейсмическими методами, дает более дробную скоростную дифференциацию разрезов.

Раздел III

МЕТОДИКА
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ

Ф. П. ЯГУДИН,
В. В. ХОРОНЖИН,
В. Ф. БАЙБЕКОВ

О ПРИМЕНИМОСТИ МЕТОДА ОТРАЖЕННЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В УСЛОВИЯХ ТУРКМЕНИИ

Исследования последних лет, проводимые рядом геофизических организаций, показали высокую перспективность использования в сейсмической структурной разведке поперечных отраженных волн.

В настоящее время детальные сейсморазведочные работы на южном склоне Центрально-Каракумского свода и Каракумской платформы выполняются на продольных волнах. Необходимость поиска пологих локальных антиклиналей с амплитудой в первые десятки метров и резкое выполаживание годографа отраженных волн с глубиной приводят к структурным построениям на пределе точности метода разведки. Хотя при наиболее благоприятных условиях и фиксируются отдельные пологие структурные формы в осадочном чехле, точность картирования их геофизиками далеко не всегда будет удовлетворять существующим требованиям.

Ряд интереснейших структурных осложнений может быть пропущен, если амплитуда локальных поднятий не превышает 10—20 м. Повышение точности при работе на продольных волнах может быть достигнуто в настоящее время путем серьезного усложнения методики исследований, введением статических методов наблюдений и обработок, что резко увеличивает стоимость работ.

Преимущество поперечных отраженных волн относительно продольных заключается в пониженной скорости распространения упругих колебаний V . В среднем скорость прохождения поперечных волн V_s в отложениях осадочного комплекса составляет половину или даже менее от скорости продольных волн V_p . В верхней части разреза это соотношение γ становится еще ниже.

Погрешность в определении угла наклона отражающей границы пропорциональна величине скорости приходящей отраженной волны. Поэтому уменьшение соотношения γ при прочих равных условиях приводит к пропорциональному увеличению точности сейсмогеологических построений.

Существенным фактором, свидетельствующим о пользе применения поперечных волн, является большая точность определения эффективных скоростей. Согласно формуле (Пузырев, 1959), ошибка при определении $V_{эф}$ уменьшается при уменьшении V . Это позволяет производить достаточно точные определения $V_{эф}$ при относительно небольшой длине годографа.

Недостатком способа поперечных отраженных волн является необходимость уменьшения расстояния между точками приема (центрами групп сеймоприемников) вследствие снижения значений кажущейся скорости V^* и увеличения видимого периода приходящих отраженных

колебаний. Последнее может увеличить погрешность считываемых с сейсмограмм времен.

Основной трудностью при внедрении способа поперечных отраженных волн в полевую геофизику является сложность возбуждения таких упругих колебаний. Как известно, необходимым условием возбуждения поперечных волн должно быть создание асимметричного поля напряжений в источнике, то есть направленного воздействия на окружающую среду.

Универсальным источником направленного воздействия считаются траншеи с рассредоточенным зарядом ВВ (Пузырез и др., 1966). Хорошие результаты получены работами ВНИИГеофизика и ВНИГНИ при комбинированном взрывании зарядов в группах неглубоких скважин. Во всех этих случаях асимметрия поля напряжений осуществляется за счет создания разрыхленной зоны поглощения, гасящей в определенных направлениях взрывную волну. Необходимость разбуривания большого количества скважин компенсируется их незначительной глубиной.

Исходя из указанных предпосылок и учитывая опыт головных геофизических организаций, в 1967 году в Туркмении был проведен первый опыт получения поперечных отраженных волн. Работы проводились на южном склоне Каракумской платформы в 40 км севернее железнодорожной станции Геок-Тепе. Участок выбирался равнинный, покрытый глинистыми песками. Ниже тонкой корки глинистых песков шли сухие мелкозернистые пески, переходящие на глубине 14—16 м в ненапорные, насыщенные водой пльвуны. В сухих песках на глубине 1—4 м залегала линза глин мощностью до 2 м. В качестве источника возбуждений были использованы траншеи или группы скважин (рис. 1).

В траншеях распределенный заряд из шашек тротила укладывался у обеих стенок. На дне для ослабления фона продольных волн насыпалось 30—50 см рыхлого грунта. После размещения заряда траншея полностью засыпалась. Размеры траншей были 10×1,5 м при глубине 1—1,5 м. Единичные заряды изменялись при опытах от 0,2 до 0,8 кг. Расстояние между зарядами принималось 0,5—1 м. Таким образом, около каждой стенки траншеи находился рассредоточенный заряд от 4 до 8 кг. Заряды располагались, как правило, в один ряд и соединялись последовательно. Взрывы производились поочередно сначала у одной, а затем у другой стенки траншеи.

Поскольку поглотителем ударной волны при взрывах служил грунт — заполнитель траншеи, в результате отстрела регистрировалась взаимнообратная поляризация поперечного волнового поля.

После получения первых результатов были проведены опыты по опробованию скважинных источников поперечных волн. Испытывалась трехрядная система, где средний ряд скважин служил для создания зоны поглощения, а крайние являлись рабочими и создавали поле упругих колебаний (Бродов, Худобина, 1967). Глубина скважин была около 4 м и выдерживалась строго постоянной в пределах группы. Расстояние между рядами и отдельными скважинами зависело от величины каверны, образуемой взрывом заряда в скважине, и обуславливало смыкание взрывных каверн между собой. Величина каверны определялась опытным путем и примерно соответствовала существующим формулам.

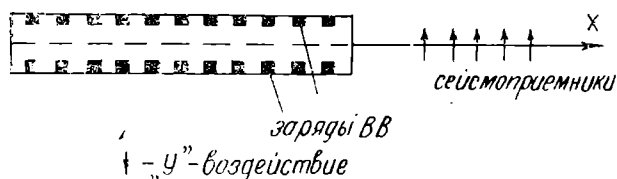
Первоначально подрывалась средняя линия скважин, образующиеся пустоты засыпались грунтом, затем взрывались поочередно крайние ряды. При взрывании крайних рядов скважин производилась запись волнового поля на магнитную пленку.

Количество скважин в среднем ряду изменялось от 9 до 13 штук,

единичный заряд — от 1,2 до 2 кг, расстояние между скважинами — от 1 до 2 м. Число скважин в каждом рабочем ряду варьировало от 7 до 11 штук, единичный заряд — от 0,2 до 1,2 кг. Скважины рабочих рядов располагались строго против скважин среднего ряда. Поскольку в сухом сыпучем песке взрыв заряда не создавал каверн и заметной зоны поглощения, все единичные заряды в скважинах помещались в линзу глин. В каждом ряду все заряды соединялись последовательно.

*Траншейный источник поперечных волн
в плане*

$\uparrow +, y''$ -воздействие

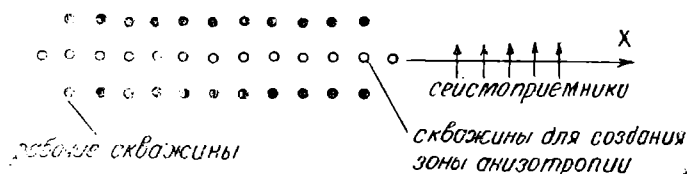


Разрез по „y”



*2 Скважинный 3^х рядный источник
в плане*

$\uparrow +, y''$ -воздействие



$\downarrow -, y''$ -воздействие

Разрез по „y”

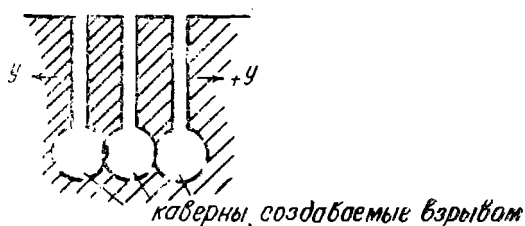


Рис. 1. Источники возбуждения поперечных волн.

Было отмечено, что интервал времени между взрывами среднего и рабочих рядов должен быть небольшим (в пределах 15—60 мин.). В противном случае качество полевого материала существенно ухудшалось.

Для записи волнового поля использовалась стандартная сеймостанция с магнитной промежуточной записью СС-24-61М. В станции была переделана схема коммутации выходов магнитных головок с тем, чтобы производить поканальное вычитание сигналов. Вычитаемые каналы настраивались строго идентично между собой. Каждый взрыв, как правило, фиксировался на 12 каналов. Оба противоположно поляризованных взрыва записывались на одну пленку, что позволяло путем смещения с обратным знаком получать разностную сейсмограмму, на которой усиливались поляризованные поперечные волны и взаимно уничтожались или ослаблялись неполяризующиеся продольные отражения и помехи.

Отсутствие специальных горизонтальных сейсмоприемников вынудило использовать для этой цели обычные приборы СПЭД-56. Приборы ввинчивались в специальные подставки и располагались горизонтально. В таком положении приборы вели себя недостаточно стабильно и допускали разброс по идентичности до 5 м/сек.

При ориентации приборов учитывалась необходимость регистрации лишь горизонтально-поляризованной волны SH. Это связано с получением более чистой записи, свободной от обменных волн PS. Поэтому ориентация источников возбуждения и оси максимальной чувствительности сейсмоприемников производилась по направлению УУ.

Для соединения сейсмоприемников со станцией использовалась сейсмическая магистраль с расстоянием между каналами 25 м. Магистраль допускала линейное группирование 7 приборов на один канал при расстоянии между сейсмоприемниками в группе 2,5 м. В зависимости от необходимости использовались 12 или все 24 канала магистрали.

Пункты взрыва располагались в непосредственной близости от концов магистрали. Расстояние источников возбуждения до ближайшего прибора изменялось от 5 до 100 м. Система отстрела везде продольная. Сейсмическая магистраль не передвигалась в течение почти всех опытов, что позволило провести сравнение эффективности различных способов возбуждения. Единственный раз магистраль была перемещена вкрест прежнему своему положению для определения влияния волн-помех от близкой барханной гряды.

При испытании различных источников возбуждения зарегистрированы четкие отраженные волны с низкими кажущимися скоростями и инверсией фаз при разнонаправленных взрывах. Коррелируемые оси синфазности хорошо отмечаются в интервале от 1,1 до 3,1 сек., менее заметно — до 3,9 сек. и прослеживаются до 400—500 м. Отражения отличаются несколько меньшей по сравнению с продольными волнами видимой частотой колебаний (около 30—35 гц).

Была произведена попытка ориентировочного расчета эффективной скорости $V_{эф}$ отраженных поперечных волн по встречным годографам. Значения $V_{эф}$ оказались весьма низкими (не превышают 1000 м/сек.). Они указывают на общую тенденцию к снижению скорости по сравнению с продольными волнами.

Не имея существенных данных о скорости поперечных волн, трудно отождествить полученные отражения SH с какими-либо известными границами. Приблизительно можно предположить, что отражения с $t_0=2,25$ сек. (на продольных волнах $t_0=1,1$ сек.) приурочиваются к отложениям сарматских известняков.

Отражения на больших временах, очевидно, связаны с отложениями верхнего мела. Отражений от нижнемеловых напластований пока получить не удалось.

Наиболее четкий материал на поперечных волнах был получен при применении скважинного трехрядного источника возбуждения. Наилучшие результаты получены при группировании 11 скважин в рабочем ряду с единичным зарядом 0,4 кг и 13 скважин в среднем ряду с зарядом по 1,2 кг в каждой скважине. Расстояние между скважинами в этом случае было равным 1 м. Уменьшение количества скважин и увеличение веса единичного рабочего заряда свыше 0,4 кг отрицательно сказывалось на качестве сейсмозаписи. В траншеях лучший результат был получен при весе единичных зарядов по 0,4 кг и расстоянии 1 м между ними.

Отмечено, что положительные результаты получены при помещении зарядов в глины. В песчаных грунтах отражения получаются лишь при применении траншей. Качество их низкое. Скважинные источники с помещением заряда в песок не возбуждают поперечных волн. Такой же результат был и при взрывах в плавуне.

В результате опытных работ доказана принципиальная возможность возбуждения и регистрации поперечных отраженных волн в Южной Туркмении. Пока необходимым условием для этого является ровный рельеф и наличие в верхней части разреза глин для помещения в них зарядов ВВ. Подтвержден вывод о том, что при прохождении поперечных волн плавун ведет себя, как твердое тело, и пропускает их.

Выяснено, что видимая частота волн SH находится вблизи 30—35 гц, то есть мало отличается от частоты продольных волн. Это позволяет при прочих равных условиях производить считывание времен с сейсмограмм SH практически с той же точностью, что и при применении продольных волн.

В дальнейшем необходимо акцентировать внимание на разработку источников поперечных волн в песках, где создание зоны поглощения уже испытанными нами способами не дает результатов. Следует разработать методику приема поперечных отраженных волн в условиях интенсивных помех, созданных формами рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отражения волн. Гостехиздат, 1959.

Пузырев Н. Н., Лебедев К. А., Лебедева Г. Н. Возбуждение поперечных сейсмических волн взрывами. «Геология и геофизика», 1966. № 2

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЛУЧЕВЫХ ДИАГРАММ ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ КРАТНЫХ ВОЛН

Как известно, в методе отраженных волн наиболее распространенным критерием для выявления многократной волны является знание эффективной скорости, причем указанный критерий в большинстве исследований (Емшанов, 1966; Сердобольский, 1965; Гагай, 1963) был основным. В разряд кратных при этом относились все волны, характеризующиеся заниженной скоростью. Но как показала практика работ (Завалишин, 1964), определение эффективных скоростей по годографам отраженных волн, построенных с сейсмограмм МОВ, не может быть достаточно надежным, так как во многих случаях занижение скорости оказывается вызванным интерференцией.

В методе регулируемого направленного приема существует несколько способов для выделения и изучения особенностей кратных волн (Емшанов, 1966; Сердобольский, 1965; Теория и практика метода РНП, 1962), которые позволяют достаточно просто и убедительно по некоторым характерным признакам установить существование кратных отражений. Такие определения проводились автором при сейсмических исследованиях МРНП в Репетек-Чешминской зоне.

Наиболее простое определение кратной производится по суммограммам (Теория и практика метода РНП, 1962), где кратные отражения характеризуются группами разрастаний с аномально большим привращением времени. Последнее возрастает с увеличением кратности по падению границы и убывает по восстанию границы. Интервал следования разрастаний, соответствующих кратным отражениям, постоянен для горизонтальной границы и изменяется с увеличением кратности по наклонной. Таковы некоторые признаки кратных отражений на суммограммах.

В работе Б. Р. Завалишина (1964) предлагается другой способ выделения кратных волн, основанный на использовании модификации способа подбора, сущность которого заключается в применении центральной обобщенной лучевой диаграммы для выяснения характера расположения и сохранения последовательности мнимых пунктов взрыва. Изменение последовательности в их расположении должно свидетельствовать о том, что выбранные волны характеризуются занижением эффективной скорости.

Автором данной работы предлагается еще один способ выделения кратных волн, использующий лучевые диаграммы, который можно применять и в методе отраженных волн.

При построении разрезов (Сернозаводская зона) было обращено внимание на то, что, наряду с зеркальными компонентами отражающих

границ (рис. 1), существует многочисленное количество площадок, пересекающих зеркальные компоненты и создающих впечатление шероховатой границы. Существовали также границы, составленные только из пересекающихся площадок. Кроме того, на разрезах наблюдалась непонятная периодичность и большое количество отражающих границ (зеркальных и шероховатых). Анализ волновой картины по различным участкам профилей показал, что большая часть шероховатых площадок не подходит под категорию побочных отражений. Большинство отражений, создающих шероховатость границы, имело четкие признаки кратных волн.

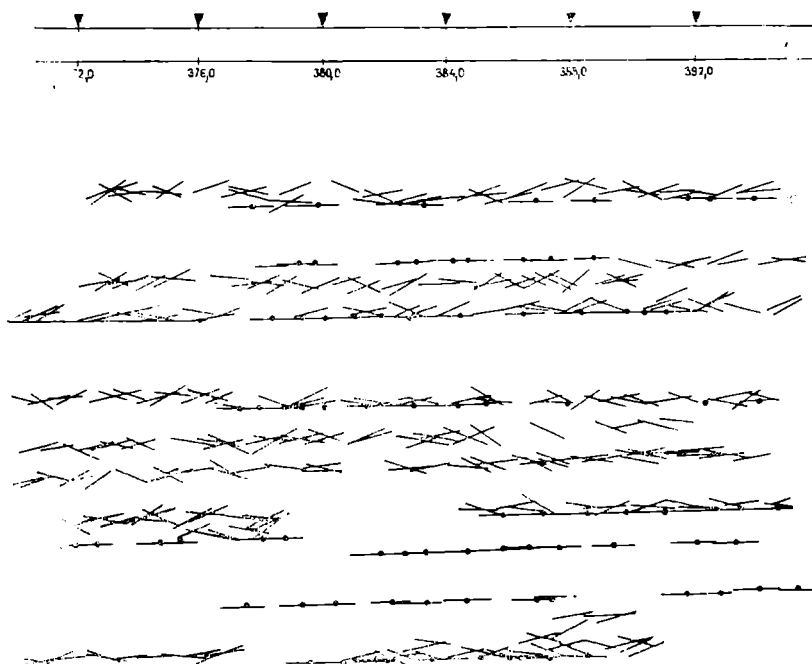


Рис. 1. Серпный завод. Сейсмический разрез МРНП.

Для проверки этой точки зрения было решено провести теоретический эксперимент, который позволил бы определить причину появления дополнительных границ. С этой целью было построено четыре годографа, соответствующие однократной, двукратной, трехкратной и четырехкратной отраженным волнам. Реверберация упругих колебаний происходила между дневной поверхностью и предполагаемым отражающим горизонтом на времени 0,4 сек. Дневная поверхность и отражающая граница считались (для простоты) горизонтальными, значения скорости определялись по графику $V=f(t)$ сейсмокаротажа скважины 17. Это упростило эксперимент и приблизило его к действительным условиям. Для времен, соответствующих кратным волнам, были рассчитаны годографы однократных волн с условием, что $t_{0 \text{ мкр}} = t_{0 \text{ окр}}$,

где $t_{0 \text{ мкр}}$ — время многократной волны;

$t_{0 \text{ окр}}$ — время однократной волны.

Полученные годографы (рис. 2), как и следовало ожидать, были более пологими, то есть меньшим значением $\Delta t = t - t_0$. Годографы многократных и однократных волн были разбиты на отрезки, соответствующие

шие двухсотметровым базам суммирования, которые затем, при помощи обычных совмещенных лучевых диаграмм были представлены в виде разреза (рис. 3). Площадки однократных отражений прекрасно увязывались в зеркальные границы,

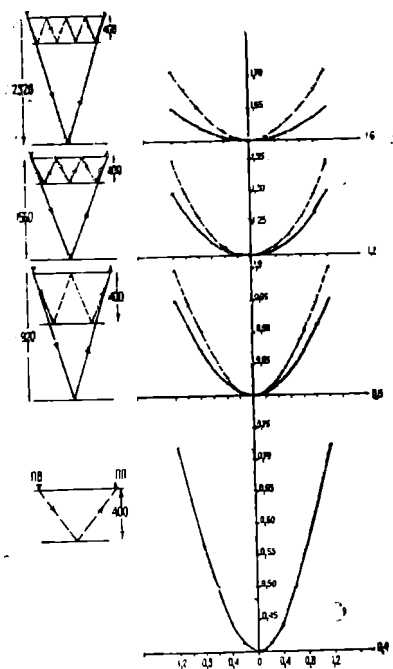


Рис. 2. Годографы однократных и многократных волн.

тогда как многократные отражения ложились под углом к ним. Если описанную операцию произвести на нескольких пунктах взрыва, то есть условно отработать профиль, характер залегания однократных отражений не изменит наблюдаемую картину, тогда как многократные отражения, увязываясь по центрам площадок, создадут впечатление шероховатости. Причем каждая кратная волна образует несколько шероховатых границ, периодичность и интервал следования между которыми будет зависеть от значения кратности, величины скорости и длины годографа. Следовательно, существование большого количества границ и определенная периодичность их на рис. 1 объясняется существованием многократных колебаний. В связи с выказанным при построении разрезов в методе РНП и дальнейшей их интерпретации следует очень внимательно выделять отражающие горизонты и производить детальный ана-

лиз волновой картины. Вместе с тем напрашивается еще один вывод. При построении разрезов лучевыми диаграммами кратные волны (при учете только зеркальных составляющих) автоматически из разреза исключаются. Полученные выводы позволяют обосновать методику выделения и дальнейшего учета при интерпретации кратных волн.

Предлагаемая методика выделения кратных волн применима не только для МРНП, но и для МОВ, и заключается в следующем. На одном из участков профиля с достаточно ровным рельефом (лучше всего на такырном участке) отрабатывается годограф с длиной ветки 800—1000 м. Все зарегистрированные отражения на сейсмограмме тщательно осредняются для исключения влияния рельефа и зоны малых скоростей. Полученные годографы разбиваются на участки равной длины (например, 200 м). Для каждого участка годографа определяется приращение времени σt , то есть разница времен на концах отдельных отрезков годографа. По полученным данным, используя лучевую диаграмму, построенную с учетом графика скоростей исследуемого участка, строят разрез. Годографы, вытягивающиеся на разрезе в прямую линию, соответствуют однократным отражениям. В процессе интерпретации материалов только эти отражения должны участвовать при корреляции и построения разрезов. Годографы волн, не сохраняющие закономерность (расположение в линию), не должны участвовать в дальнейшей интерпретации.

Для более точной оценки волновой картины полученную сейсмограмму можно просуммировать, используя обычные способы лабора-

торного применения РНП. В случае, если сейсмические колебания записаны на магнитную пленку, все операции значительно упрощаются. Магнитная запись должна быть просуммирована на магнитном сумматоре с введением статических и кинематических поправок. Для более точного определения значений приращений времени на базе суммирования необходимо произвести построение графиков $\Delta t=f(t)$. Дальнейшая обработка ничем не отличается от описанной выше.

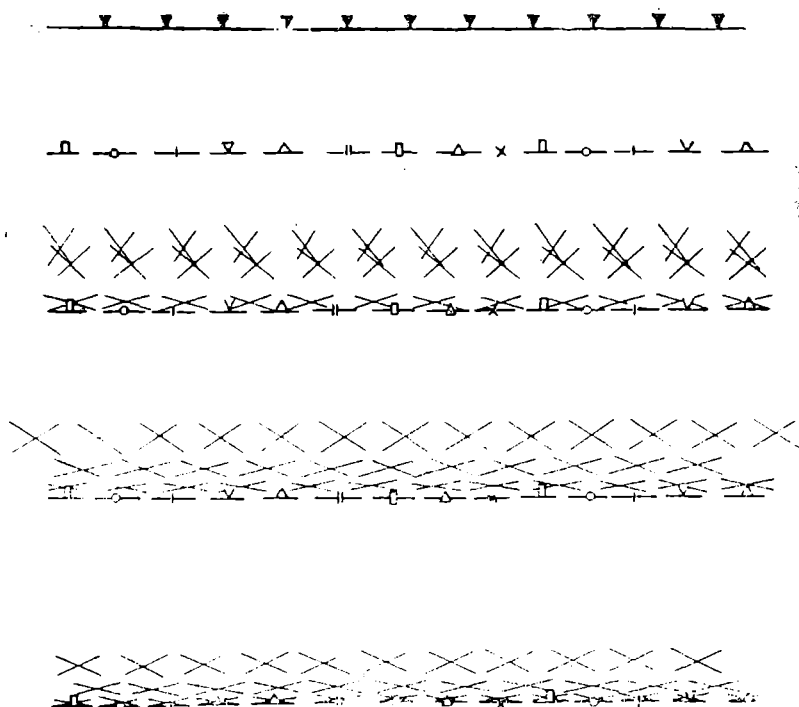


Рис. 3. Разрез, построенный по теоретическим годографам.

При работах на кратные волны можно предполагать появление трех основных вариантов разреза, обусловленные выбором кривой $V=f(t)$:

1. Скоростная кривая точно характеризует скорость распространения упругих колебаний в среде. В этом случае однократные отражения ложатся в линию, площадки стыкуются, сохраняют порядок следования, увязываются по временам. Многократные отражения сбегаются к пункту взрыва, пересекаются при непрерывном профилировании, не сохраняют порядок следования, не увязываются по временам.

2. Значения скоростей на графике $V=f(t)$ занижены сравнительно с действительно существующей скоростью в среде. В этом варианте многократная или частично кратная волна может оказаться похожей по характеру залегания площадок на однократную, но площадки действительно однократной волны будут не сбегаться (как это наблюдалось в первом случае), а удаляться (разбегаться) от пункта взрыва. При непрерывном наблюдении здесь также должно наблюдаться пересечение площадок и образование «пезеркальных» границ.

3. Скорость, снимаемая с графика $V=f(t)$, завышена сравнительно

с действительной. В этом случае все площадки, соответствующие и многократным и однократным волнам, группируются в непосредственной близости от пункта взрыва. Зеркальных границ на разрезе не должно наблюдаться. При непрерывном профилировании могут появиться отдельные, довольно редкие площадки, соответствующие центральным базам суммирования, которые могут сформироваться в зеркальные горизонты. Такая картина должна наблюдаться при горизонтальном залегании слоев. В этом варианте разделение кратных и однократных возможно только после уточнения скоростной кривой.

Указанные в пунктах 1, 2, 3 характерные искажения разреза позволяют корректировать зависимость $V=f(t)$. Выяснение истинной зависимости скорости от глубины производится по тем же особенностям разреза от одиночного годографа. Для этого, пользуясь формулой

$$\sin \alpha = \frac{V_{cp}}{V_k} = \frac{V_{cp}}{\Delta x} \cdot \Delta t,$$

подбирают значения V_{cp} таким образом, чтобы площадки некоторых годографов располагались на прямой линии. По уточненным значениям скоростей производится построение новой лучевой диаграммы, а по ней уже вновь строят разрез. Если на новом разрезе не будет разбегающихся площадок, а элементам некоторых годографов будут соответствовать увязываемые в линию границы, можно считать скорость подобранной. При этом возможно, что некоторые годографы на разрезе предстанут в виде сбегающихся площадок. В этом случае дальнейшая интерпретация производится, как в первом варианте.

Вероятно, кроме трех основных вариантов, будут существовать различные промежуточные случаи, интерпретация которых должна осуществляться на основании указанных признаков.

Таким образом, во всех случаях, (при достаточно четких годографах) возможно разделение кратных и однократных волн, которые регистрируются на сейсмограмме. Следует заметить, что при регистрации, во избежание значительных искажений кажущихся скоростей, не рекомендуется применять чрезмерно сильное смещение каналов.

По мнению автора, предлагаемая методика очень проста и легко выполнима в любой сейсмической партии.

В ы в о д

Предлагаемая методика позволяет выделять кратные волны и, следовательно, исключать из геологических построений заведомо ложные границы, а также уточнять скоростные параметры среды.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Емшанов Л. А. Разработка методики интерпретации данных сейсмического метода РНП при выделении отраженных волн. Канд. дисс., М., 1966.

Завалишин Б. Р. Данные МРНП о кратных волнах, выделяемых при региональных сейсмических работах в центральной части Прикаспийской впадины. Тр. МИНХиГП, вып. 50, 1964.

Сердобольский Л. А. Развитие методики применения сейсмического метода РНП при разведке пологих структур платформенного типа. Канд. дисс., М., 1965.

Гагай Е. Д. К методике сейсмической разведки методом отраженных волн подсолевых горизонтов в прикаспийской впадине. Тр. МИНХиГП, вып. 36, 1963.

Теория и практика метода РНП. Тр. МИНХиГП, вып. 39, 1962.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АМПЛИТУДЫ НАРУШЕНИЯ В МЕТОДЕ РНП

В настоящее время ни у кого не возникает сомнений, что наиболее уверенное выделение нарушений производится методом РНП. Это связано с тем, что в методе РНП при выделении плоскости разрывной дислокации используются совершенно определенные количественные параметры волнового поля, связанные с физическими, литологическими, фаціальными и другими неоднородностями среды.

Одним из основных параметров, определяющих положение плоскости нарушения, является диффрагированная волна, возникающая на неоднородностях внутри среды. Характерной особенностью указанной волны является ее свойство распространяться во все стороны от области, где она образовалась, независимо от направления, по которому упала прямая волна (Теория и практика метода РНП, 1962). Эта особенность определяет один из основных критериев выделения плоскости разрыва — образование узлов диффракции. Таким образом, вопрос определения положения плоскости сбрасывателя на разрезе в настоящее время решается почти однозначно.

Наиболее сложным (не только для метода РНП, но и для других методов сейсморазведки) является вопрос определения амплитуды относительного смещения отражающих горизонтов. Для определения такого смещения обычно используются качественные признаки волнового поля. Такими признаками могут быть спектральные особенности отражений от литологических границ (данные кафедры полевой геофизики МИНХиГП), эффективный период шероховатости (Емшинов, 1966; Сердобольский, 1965), характерные особенности сейсмического разреза (затухание горизонтов перед нарушением, количество отражающих границ в различных блоках, форма напластований, анализ мощностей между границами, специфические особенности отражающих границ), особенности формы записи отражений, скоростные характеристики среды и т. д.

При обработке сейсмических материалов, полученных на Кешинбайрской складке методом РНП, в сводовой части складки было обнаружено нарушение, четко вырисовывающееся группой узлов диффракций. Исходя из предположения, что амплитуды относительного смещения в предгорных районах достигают значительных величин, была предпринята попытка определения амплитуды нарушения по изменению зависимости средней скорости от глубины в разных блоках. Такая точка зрения базировалась на том, что средние скорости до разновозрастных отложений должны иметь одинаковые значения. Горизонтальный градиент скорости в данном случае не учитывается, так как определения скоростей производится на небольших (до двух-трех ки-

лометров) участках профилей, где изменение скорости по уровню незначительно. Вычисление скоростей производилось по материалам МРНП с использованием двух основных параметров регистрируемых колебаний: времени прихода волны и приращения времени на базе суммирования, которое в сущности определяет значение кажущейся

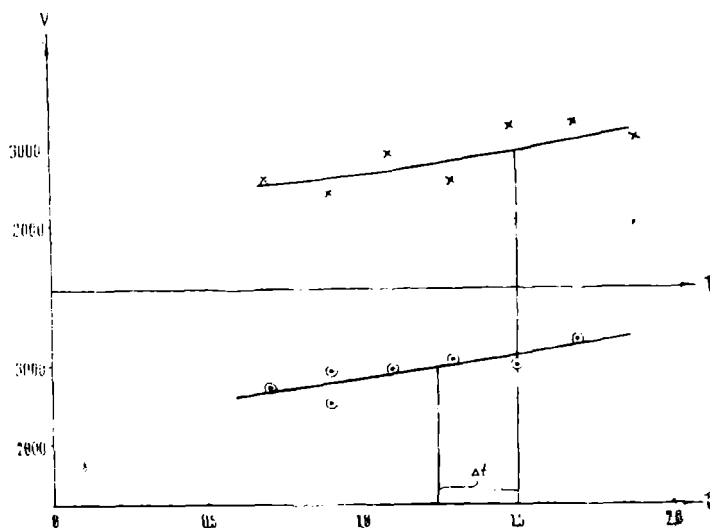


Рис. 1. Скоростные характеристики различных блоков.

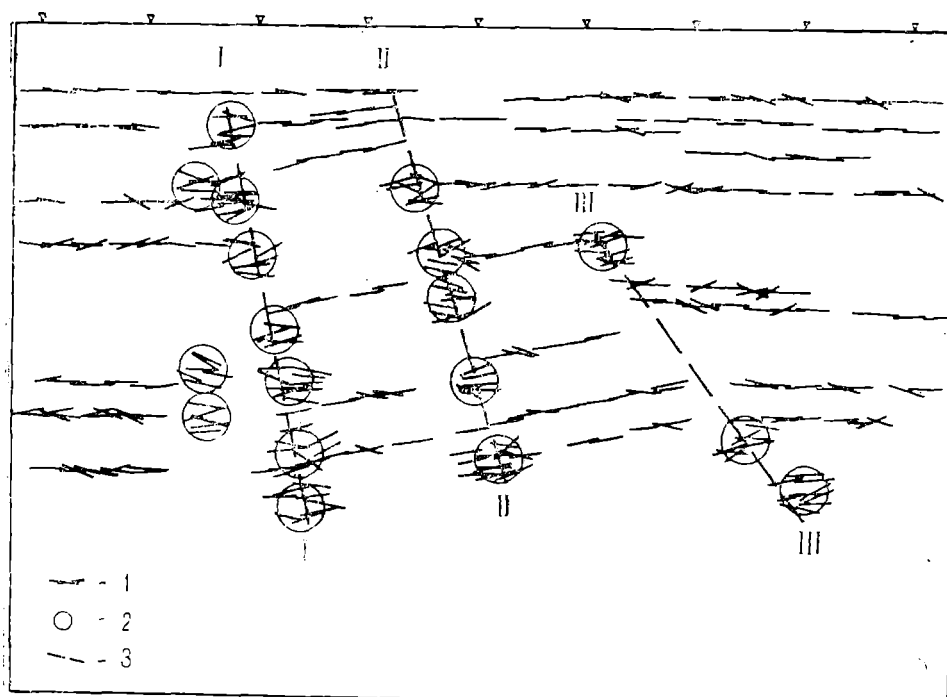


Рис. 2. Серный завод. Сейсмический разрез лабораторного применения МРНП: 1—отражающие площадки; 2—узлы дифракции; 3—плоскости нарушений.

скорости отражения (Емшанов, 1966; Сердобольский, 1965). Несмотря на невысокую точность этих определений, результаты их, благодаря большому статистическому эффекту и применению методов математического осреднения, могут с достаточной точностью характеризовать скоростные свойства среды. Эта точность может быть соизмерима с результатами определений обычными способами в МОВ. Расчетная формула для определения эффективных скоростей получается обычным дифференцированием известного уравнения годографа (Емшанов, 1966; Сердобольский, 1965):

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{x^2 + 4h^2 - 4xh \sin \varphi};$$

$$\frac{\delta t}{\delta x} = \frac{x - 2h \sin \varphi}{V^2 t},$$

где δt — приращение времени на базе суммирования;
 δx — база суммирования;

откуда

$$V^2 = \frac{\delta x \cdot x}{\delta t \cdot t} - \frac{2h \sin \varphi \cdot \delta x}{\delta t \cdot t},$$

при малых углах наклона границы $V = \sqrt{\frac{\delta x \cdot x}{\delta t \cdot t}}$.

Рассчитанная по указанным формулам кривая достаточно хорошо совпадает с уже существующей по всему интервалу времени. Некоторые расхождения наблюдаются лишь на временах более 2,5 сек.

Для определения амплитуды нарушения по указанной методике были построены две кривые $V=f(t)$, соответствующие различным блокам складки. Результаты построений представлены на рис. 1. Из сравнения графиков вытекает, что амплитуда нарушения составляет порядка 250—300 м. Последняя определялась как разница глубинных отметок с одинаковой скоростью, то есть

$$\Delta t = \frac{h_1}{V} - \frac{h_2}{V} = \frac{\Delta h}{V},$$

или $\Delta h = V \Delta t$,

где Δh — амплитуда нарушения.

Для выяснения относительного смещения блоков можно использовать качественные особенности разреза. Пример учета таких особенностей приводится на рис. 2.

Прилагаемый участок сейсмического разреза характеризует строение осадочной толщи у восточной границы Сернозаводской зоны. Линии I—I, II—II, III—III представляют собой плоскости разрывных дислокаций с углами наклонов (в плоскости разреза) соответственно 80,75 и 57°. Положение плоскостей разрыва достаточно четко определяется многочисленными узлами диффракций и изменением наклона напластований. Судя по направлению смещения границ, уславливаемому по составлению мощностей отдельных пачек, на данном участке разреза представлены нарушения двух типов — взброс и сброс, причем связаны они с различными этапами тектонической активности территории. Сопоставление мощностей напластований позволило также определить величину относительного смещения горизонтов по линии I—I, которая составляет 250—280 м.

Пример определения амплитуды нарушения по характерным особенностям записи отражений приведен на рис. 3 (Кешишын-Баир).

Многофазные разрастания A_1 и A_2 являются очень характерными для всего профиля. Под влиянием трудноучитываемых факторов количество фаз иногда меняется, но характерная многофазность и выразительность данного отражения повторяются повсеместно. Согласно привязке, данное отражение относится к отложениям палеогена, причем

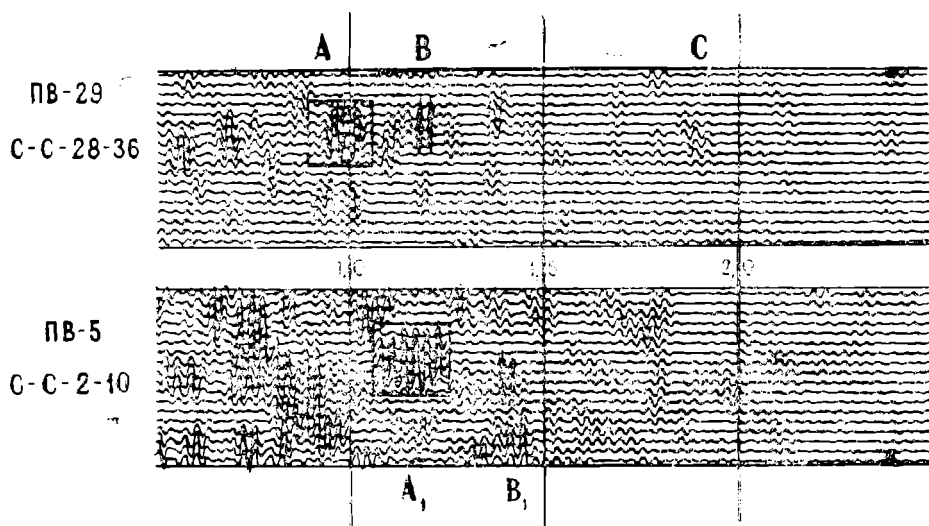


Рис. 3. Кешиньин-Баир. Суммоленгь различных блоков складка.

отражение от северного блока расположено на большем зрении, то есть оно несколько опущено относительно южного. Амплитуда нарушения, определенная по сопоставлению характерных волн, составляет около 300 м, то есть полученные данные хорошо сопоставляются с определениями амплитуды по скоростным кривым.

Изучение скоростных параметров среды и характерных особенностей разреза позволяет определять амплитуды разрывных дислокаций.

ЛИТЕРАТУРА

Емшанов Л. А. Разработка методики интерпретации данных сейсмического метода РНП при выделении отраженных волн. Тр. МИНХиГП, 1966.

Теория и практика метода РНП. Тр. МИНХиГП, 1962.

Сердобольский Л. А. Развитие методики применения сейсмического метода РНП при разведке пологих структур платформенного типа. Тр. МИНХиГП, 1965.

Р А З Д Е Л IV

ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ

А. Г. БЛИСКАВКА,
В. И. РУБАН,
С. П. ХАЛЛИЕВ

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КАРАКУМОВ

В настоящее время имеется достаточно фактического материала, чтобы произвести оценку перспектив нефтегазоносности мезозойских отложений южного склона Центрально-Каракумского свода, Бахардокской моноклиналильной области и смежных районов.

Оценка перспектив нефтегазоносности осадочного чехла столь обширного района базируется на выявленной закономерности распределения скоплений углеводородных газов в геологическом разрезе Зеагли-Дарвазинской группы газовых месторождений (Аграновский, Габриэляни, Хуснутдинов, 1965; Хуснутдинов, 1964) и на результатах анализа лито-фациальных особенностей мезозойского разреза по данным глубокого бурения. Закономерность в распределении по разрезу газовых скоплений установлена с учетом влияния таких геологических факторов, как тектоника района, история его геологического развития, литологический состав стратиграфических подразделений, наличие ловушек, соотношение структурных планов, процентное соотношение коллекторов и покрышек внутри каждого стратиграфического комплекса, гидрохимическая и гидродинамическая характеристика отложений, химический состав газа и др.

Изучение особенностей геологического разреза и палеообстановки показывает, что на рассматриваемой площади многократно возникали благоприятные условия как для образования углеводородов, так и для формирования их залежей.

Существование южного склона Центрально-Каракумского свода и Бахардокской области как моноклиналильных элементов можно проследить начиная с юрского времени. Характер литологического состава осадочного чехла свидетельствует о том, что погружение не всегда происходило с одинаковой интенсивностью. На отдельных геологических этапах развития оно то ускорялось, то замедлялось, а зачастую даже прерывалось. В юрскую, меловую, палеогеновую и неогеновую эпохи устанавливались кратковременные континентальные перерывы, сопровождавшиеся континентальным осадконакоплением. Общее воздымание сопровождалось образованием локальных складок и блоков, осложняющих строение более крупных тектонических элементов. В кайнозойское время происходило коренное изменение характера колебательных движений, когда в описываемом районе нисходящие движения преобладали над восходящими. В результате существенно изменились и условия сохранения сформировавшихся залежей углеводородов.

Наличие в Центральном Туркменистане благоприятных условий для образования нефти и газа и формирования их залежей подтверждается

многочисленными газовыми месторождениями, открытыми за последнее время (Габриэлянц, 1965).

Юрские отложения в пределах изучаемого района являются потенциально газоносными. Газоносность юры установлена в 1965 году на Чашхынской площади, расположенной в пределах южного склона Центрально-Каракумского свода. На этой площади доказана промышленная газоносность песчано-глинистых пластов верхней юры, залегающих здесь непосредственно под глинисто-карбонатными отложениями валанжиша на глубинах 1650—1660 м. В строении юрских отложений обращают на себя внимание три обстоятельства: во-первых, наличие общего регионального подъема на север, в сторону Центрально-Каракумского свода, отдельные участки которого (Модар) в юрское время, несомненно, являлись сушей; во-вторых, постепенное сокращение общей мощности юрских отложений во всех ее подразделениях, что обусловлено условиями седиментации осадков и предмеловым размывом; в-третьих, в южном, юго-восточном и юго-западном направлениях в сторону Илимского, Верхнеузбойского и Предкопетдагского прогибов в строении верхнеюрских отложений появляются все более молодые горизонты. Таким образом, представлен наиболее полный разрез юры.

Данная серия юрских осадков с угловым несогласием залегает на отложениях палеозойских гранитов или на породах доюрского фундамента. Отложения юры развиты почти повсеместно и прослежены по данным бурения от Серного завода до Бахардока. Они отсутствуют только на Модарской площади и в сводовых частях некоторых высокоприподнятых блоков фундамента. На большей части территории юра залегает почти горизонтально, налегая или непосредственно на породы фундамента или на туфогенноосадочные породы пермотриаса (?). Мощность юры варьирует от 200 до 1000 м. В большинстве изученных разрезов отложения юры представлены преимущественно серыми и темно-серыми плотными глинами, известняками и аргиллитами, чередующимися с подчиненными по мощности прослоями мелкозернистых песчаников, алевролитов, гипсов и ангидритов.

В пределах южного склона Центрально-Каракумского свода юрские отложения по литологической характеристике делятся на две толщи: нижнюю (нижняя+средняя юра) — континентальную, верхнюю (верхняя юра) — морскую. Континентальная часть юрского разреза состоит из песчаников, глин, алевролитов и аргиллитов. В целом разрез сильно литологически изменчив по площади и плохо сопоставим. По всему континентальному разрезу юры содержится множество углистых растительных остатков, а зачастую и незначительные по мощности прослои каменного угля. Глины и аргиллиты в виде отдельных пачек и линз прослеживаются в нижней части континентальных отложений.

Морская часть юры складывается глинами и известняками, более подчиненный характер носят прослои песчаников. Глины зеленоватого-серого и темно-серого цветов, плотные, крепкие, известковистые. Известняки серые, доломитизированные, микрозернистые, плотные. Значительная часть верхнеюрских морских отложений была уничтожена предмеловым размывом.

Юрские образования в пределах Бахардокской моноклиналиной области мало изучены. Однако по имеющимся довольно скудным материалам можно судить о значительном литологическом изменении в толще юры. Так, в отложениях нижней (?) и средней юры появляются значительные по мощности прослои ангидритов и гипсов. Разрез становится более глинистым и менее пронизываемым. Верхнеюрские известняки и глины в основной своей массе замещаются плотными темно-серыми

ми аргиллитами с прослоями песчаников, гилсов и ангидритов. Мощность юры значительно возрастает как за счет новых, более молодых пачек верхней юры, так и за счет увеличения мощности ее нижней части.

Меловые отложения как на южном склоне Центрально-Каракумского свода, так и в пределах Бахардокской моноклинальной области, трансгрессивно с угловым несогласием залегают на размытой поверхности верхней юры. По всей площади Центральных и Низменных Каракумов в нижнем мелу в неокомском подотделе отчетливо выделяются три толщи пород: терригенно-известняковая, терригенно-красноцветная и известняковая, соответствующие валанжинскому, готеривскому и барремскому ярусам. Как отмечено выше, валанжинские образования несогласно залегают на верхнеюрских отложениях и сложены глинами и известняками с прослоями песчаников и алевролитов. Глины голубовато-серые и темно-серые, алевротитые, плотные, местами сильно песчанистые; известняки мелкокристаллические, песчанистые, темно-серого цвета.

Готеривские отложения имеют континентально-лагуинный генезис. В районе южного склона Центрально-Каракумского свода они представлены в основном красноцветными песчаниками и алевролитами. По мере удаления на юг в районе колодцев Ербент, Казы и Бахардок в верхней части готеривских отложений отмечается пачка лагунных, а затем и морских образований — известняков, песчаников и глин. Общая мощность готеривских отложений возрастает к югу.

Барремская толща пород сложена оолитовыми, органогенными и органогеннообломочными известняками с прослоями глин, алевролитов и значительно реже — песчаников. Общая мощность неокома возрастает к югу от центра свода и варьирует в пределах от 60 до 120 м.

Отложения апта представлены мощным терригенным комплексом чередующихся пачек песчаников, песков, глин и алевролитов. При этом в самом характере переслаивания пачек отчетливо выражается ритмичность в осадконакоплении от песков (начало ритма) до глин. Частое переслаивание проницаемых песчаных толщ с глинистыми покрывками создает для аптских отложений особенную значимость в накоплении и сохранении залежей нефти и газа. Мощность апта 360—430 м.

Альбские и сеноманские отложения сложены монотонной мощной толщей песчаников с незначительными прослоями глин и алевролитов. Последние не выдержаны по площади и встречаются в виде линз и выклинивающихся пластов. Мощность альб-сеноманского комплекса 400—450 м.

Верхнемеловые и палеогеновые отложения сложены карбонатно-глинистыми отложениями и могут быть рассмотрены лишь как региональные покрывки над терригенной толщей нижнего и частично верхнего (сеноман, турон) мела.

Как видно из описания, мезозойская толща терригенных осадков содержит множество пластов-коллекторов и глинистых пластов-покрывок. Какое же их взаимоотношение в разрезе? Максимальные мощности коллекторов мезозоя отмечены несколько южнее линии Кенек—Восточный Курук, то есть в районе резкого увеличения мощностей юры и неокома. Как правило, все гранулярные коллекторы мела и юры разобщены пачками глин, алевролитов и известняков, обладающих значительной удерживающей способностью. Это взаимоотношение водоупорных и водонапорных горизонтов внутри каждого комплекса показано на палеогеологических профилях (рис. 1).

Из палеопрофиля (рис. 1, а), построенного на начало мелового вре-

мени, хорошо видно, как нижнемеловые (валанжинские) отложения трансгрессивно с угловым несогласием ложатся на подстилающие породы юры, перекрывая с юга на север все более древние ее горизонты.

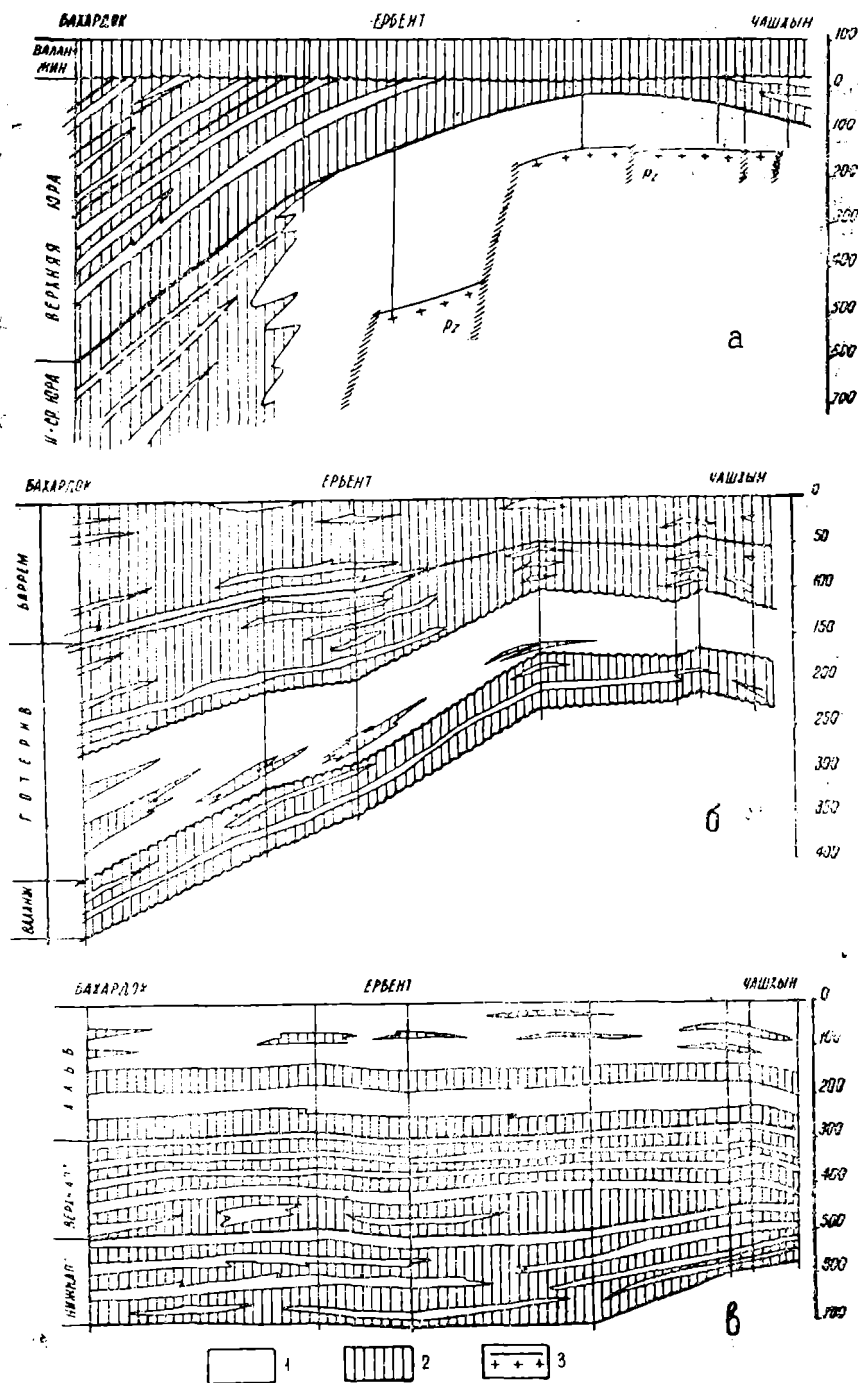


Рис. 1. Палеогеологические профили на начало: а—неокомского, б—нижнеэоценового, в—сеноманского времени. 1—проницаемые отложения; 2—непроницаемые отложения; 3—поверхность палеозойского фундамента.

Залегание пластов-коллекторов в юрских отложениях довольно разнообразное и характеризуется общим нарастанием мощностей проницаемых толщ в южном направлении, то есть с ростом и самих мощностей юры.

В основании трансгрессивно перекрывающей глинисто-карбонатной толщи валанжина четко наблюдается выклинивание проницаемых песчаных пластов. Как видно из рисунка, выклинивание коллекторов юры происходит почти повсеместно по довольно значительной полосе субширотного простирания от Серного завода до Бахардока, то есть практически по всей территории Бахардовской моноклинали области и южного склона Центрально-Каракумского свода. Вдоль зон регионального выклинивания или же углового срезания пластов-коллекторов в результате стратиграфического несогласия возможно образование самых различных по своему строению газовых и нефтяных залежей. В данном случае продуктивные залежи легко возникают и сохраняются в любых слабовыраженных ловушках как антиклинального типа, так и моноклиналиных, при условии литологического и стратиграфического экранирования. В мировой практике имеются богатейшие примеры добычи нефти и газа из зон выклинивания. Это союзные месторождения: Хадыженское в районе Майкопа, Туймазинское, Ромашкинское и американские: Пиккерт-Ридж, Армстронг, Тексас, Южный Тексас и др.

Как следует из палеопрофиля, на начало аптского времени (рис. 1, б) пространственное положение пластов-коллекторов в неокOME имеет весьма благоприятные условия для накопления и сохранения залежей углеводородов. На участке Бахардок—Ербент—Чашхын в валанжинских отложениях (по материалам глубоких скважин) устанавливается несколько проницаемых пластов, сложенных песчаниками и песчанистыми известняками. Пласты-коллекторы имеют прихотливое залегание и не выдержаны как по разрезу, так и по площади. Сама по себе валанжинская глинисто-карбонатная толща является надежной крышкой для газовых залежей юры на Чашхынской площади. Поэтому нет никаких сомнений, что при наличии внутри валанжина проницаемых пластов и при благоприятных структурных условиях валанжинские отложения будут содержать газовые или нефтяные залежи. Особенно перспективен валанжин в районе колодцев Ербент и Бахардок.

Континентальная часть готеривского разреза не представляет интереса с точки зрения нефтегазоносности, поскольку не имеет внутри себя надежных крышек, однако может рассматриваться как нефтегазопроводящая толща в целом. Континентально-лагунные и морские отложения верхнего готерива также характеризуются чередованием ряда хорошо проницаемых пластов и глинисто-карбонатных крышек. Пласты-коллекторы верхнего готерива представлены песчаниками и, по видимому, пористыми известняками, имеющими хорошую проницаемость, что подтверждается керновым материалом и промыслово-геофизическими исследованиями. Пласты-коллекторы не выдержаны по разрезу и площади и зачастую выклиниваются, создавая таким образом благоприятные условия для образования и сохранения литологически экранированных залежей.

В карбонатной толще баррема установлено наличие газовых залежей на площади Сакар-Чага (Блисковка, Рубан, Халлиев, 1967). Здесь проницаемые пласты сложены песчаниками и оолитовыми известняками. Пласты-коллекторы маломощные и местами выклиниваются, то есть представляют собой песчаные линзы внутри карбонатной толщи.

Максимальная мощность коллекторов мезозоя связывается с апт-сеноманскими отложениями (рис. 1, в). Исходя из палеопрофиля, по-

строенного на начало сеноманского времени, можно заключить, что самым благоприятным разрезом для накопления и сохранения залежей обладают аптские и частично нижнеальбские отложения. Для апта характерно частое переслаивание маломощных песчаных пропластков с более мощными глинистыми пластами. Зачастую песчаные пласты вверх по разрезу становятся глинистыми, непроницаемыми, и таким образом песчаный пласт-коллектор как-бы выклинивается. С таким выклиниванием V продуктивного газоносного горизонта связано Курукское газовое месторождение (Хуснутдинов, 1967). При процентном соотношении песчаных и глинистых пластов в аптских отложениях преобладают глинистые, что создает одно из главных условий сохранения залежей углеводородов — надежность покрышек.

Альбские и сеноманские отложения обладают более песчаным разрезом. Если в нижнем альбе еще прослеживаются отдельные глинистые пласты на большей площади, то в верхнем альбе и сеномане глинистые пачки незначительные по мощности и скорее всего носят линзовидный характер, то есть часто выклиниваются как по площади, так и по разрезу. Таким образом, значительные прогнозы нефтегазоносности Центрального Туркменистана связывать с альб-сеноманскими отложениями было бы ошибочно. В этих отложениях следует ожидать незначительные по мощности водоплавающие залежи.

Высокие перспективы юрских отложений на нефть и газ подтвердились в 1965—1967 годах в результате бурения глубоких разведочных скважин на Чашхынской и Восточно-Шиханлинской площадях, где из верхнеюрских песчаников были получены промышленные притоки горючего газа. Кроме этого, при испытании разведочных и поисковых скважин на Кенекской, Казинской и Сансызской площадях было установлено значительное содержание растворенных газов в пластовых водах.

Регионально газоносны также породы меловых отложений. В них установлен целый ряд газовых месторождений, «скользящих» по разрезу от готерива до турона включительно. В пределах Центрально-Каракумского свода и Модарского выступа фундамента газопроявления в породах нижнемелового возраста довольно многочисленны и приурочены в своем большинстве к антиклинальным сводовым поднятиям. Как правило, газовые залежи в меловых отложениях связаны с пластами песков и песчаников, имеющих над собой надежную глинистую покрышку. Промышленные залежи газа в меловых отложениях разведаны на Зеагли-Дарвазинском сводовом поднятии, где установлены многочисленные залежи газа в песках и песчаниках апта, альба, турона и известняках готерив-баррема. Газоносные горизонты с эффективной мощностью 5—30 м залегают на глубинах не более 1500 м. Продуктивная мощность газонасыщенных пластов 3—10 м. Абсолютно свободные дебиты газа (100—625 тыс. м³/сутки), пластовые давления несколько превышают гидростатические напоры. Песчаные коллекторы имеют пористость до 35%, проницаемость 0,5—2 дарси.

Таким образом, суммируя весь фактический материал по нефтегазоносности мезозойских отложений южного склона Центрально-Каракумского свода и Бахардокской моноклиналиной области, необходимо отметить повсеместное наличие свободного или же растворенного газа в осадках мезозоя. Почти все слагающие мезозойские отложения пласты-коллекторы содержат в себе прямые и косвенные признаки нефтегазоносности или же содержат скопления газа в промышленных количествах. Основные промышленные залежи газа связываются с юрскими и нижнемеловыми отложениями.

На южном склоне Центрально-Каракумского свода ниже- (?) и среднеюрские отложения оцениваются как менее перспективные. Несмотря на значительную мощность, в разрезе нижней и средней юры нет глинистых покровов. Однако перспективность низов юры, несомненно, возрастает по мере удаления от свода к югу, юго-западу и юго-востоку. В этих районах разрез нижней и средней юры становится более глинистым. С верхнеюрскими отложениями связываются основные перспективы газоносности юрского комплекса; особенно детально необходимо изучать районы с резко возрастающей мощностью верхней юры.

Перспективы промышленной нефтегазоносности меловых отложений более ограничены, так как по геологическому строению район характеризуется моноклиналим залеганием мелового комплекса в целом. Однако любое отклонение от моноклиналим залегания создает в меловых отложениях благоприятные условия для накопления нефти и газа (Модар).

Эти выводы находят также подтверждение при изучении и обобщении гидрогеологических материалов, полученных при испытании глубоких поисковых и разведочных скважин. Так, общая минерализация неокон-туронских вод возрастает с севера на юг и юго-запад от 120 (Серный завод) до 188 г/л (Ербент). В том же направлении, наряду с общим возрастанием минерализации, устанавливается закономерная смена типов неокон-туронских и юрских вод. Если на Центрально-Каракумском своде в основном преобладают гидрокарбонатно-натриевые и сульфат-натриевые, то в пределах Сансызской площади и Бахардоской моноклиналим области наблюдаются воды хлоркальциевого типа. Это в свою очередь свидетельствует о застойном режиме подземных вод и указывает на то, что в этих районах Низменных Каракумов существуют гидрогеологические условия, благоприятные для сохранения залежей нефти и газа. Если воды неокон-туронских отложений изучены в некоторой степени, то по водам юрского комплекса на сегодняшний день мы обладаем более чем скромными познаниями. Аналитические данные имеются всего лишь по нескольким скважинам, расположенным в основном на Центрально-Каракумском сводовом поднятии. Лишь по трем площадям (Кенек, Казы, Ербент) имеются весьма ограниченные данные о химизме юрских вод. Однако из них следует, что указанная для неокон-туронских отложений закономерность осолонения подземных вод и изменения их генетических типов с возрастанием роли хлоридов в южном направлении от свода отмечается и по водам юрского комплекса.

Из всего вышеизложенного вытекает, что мезозойские отложения Центральных и Низменных Каракумов являются весьма перспективными для поисков в них залежей нефти и газа и что именно юрские и нижнемеловые отложения должны являться главным объектом разведки в Каракумах.

Выше было описано наличие в разрезе мезозоя фаций, благоприятных для нефтегазообразования, наличие пород с хорошей проницаемостью для флюидов и наличие глинистых толщ, практически непроницаемых для флюидов. Все это вместе взятое, наряду с мощным (до 2000 м) песчано-глинистым разрезом мезозоя, предопределяет возможность обнаружения многопластовых месторождений нефти и газа.

Учитывая же исключительно большую территорию Бахардоской моноклиналим области и южного склона Центрально-Каракумского свода, можно предполагать, что по всем вероятным запасам нефти и особенно газа этот район Центральных Каракумов займет одно из первых мест.

Поэтому очень важным является форсирование разведочных работ, от успешности проведения которых зависит открытие новых нефтяных и газовых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Аграновский Л. Е., Габриэляни Г. А., Хуснутдинов З. Б. О газоносности центральной части Каракумов. В сб.: «Вопросы геологии Туркмении» (Материалы к XXII Международному геологическому конгрессу). Ашхабад, Туркменгосиздат, 1965.

Блискавка А. Г., Рубан В. И., Халлиев С. П. Неокомские отложения — новый газоносный комплекс Центральных Каракумов. Ж. «Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии», 1967, № 1.

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

Хуснутдинов З. Б. Об условиях формирования и размещения газовых залежей в меловых отложениях Центральных Каракумов. В сб.: «Геология и полезные ископаемые Туркмении». Тр. ГПГК ТССР, вып. 2, 1964.

Хуснутдинов З. Б. Литологически экранированные залежи газа на юго-восточном склоне Зеagli-Дарвазинского поднятия в Центральных Каракумах. Ж. «Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии», 1967, № 1.

Н. С. КУКУЕВА,
В. И. ГРАБЕНКО

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГАЗОВ ПЛОЩАДИ КАБАКЛЫ

В настоящей статье приводятся результаты геохимических исследований газов (сорбированных, свободных и растворенных) мезозойских отложений, проведенных геохимической партией Туркменской геолого-геофизической экспедиции УГ СМ СССР и другими организациями на структуре Кабаклы. Цель исследований — установление закономерностей в распределении и миграции сорбированных газов и оценка перспектив нефтегазоносности рассматриваемого участка по данным изучения газонасыщенности разреза. Аналитическая часть исследований сводилась к вакуумной дегазации герметизированных кернов, общему и компонентному анализу газов с определением углеводородов ряда метан—гексан.

Кабаклинская структура расположена на территории бывшей Чарджоуской области ТССР и Бухарской области УзССР. В тектоническом отношении она приурочена к северо-западной части Амударьинской системы разломов (северо-восточный борт Заунгузской впадины), активное формирование которой относится к юрскому и меловому периодам (Айзберг и др., 1966). Северо-восточное крыло структуры осложнено крупным тектоническим нарушением с амплитудой порядка 400—500 м. Второе нарушение незначительной амплитуды почти совпадает с осью структуры.

Газометрические исследования (рис. 1, 2) проведены по разведочным скважинам 1, 2, 3, расположенным на своде структуры, и структурным — 8 (свод), 3,4 (восточное крыло) и 5 (западное крыло).

Нижне-среднеюрский комплекс (байос-бат), изученный по разведочным скважинам, представлен чередованием глинисто-аргиллитовых и песчано-алевролитовых пород темной окраски, содержащих растительные остатки. Вскрытая мощность составляет 851 м. Отложения отличаются очень высокой газонасыщенностью, некоторое изменение которой обусловлено литологическим составом пород. В скважине 1 исследованию подверглись песчано-аргиллитовые породы, характеризующиеся высоким содержанием метана — 11,87 и тяжелых углеводородов (этан-гексан) — 1,74 см³/кг породы*, но несколько пониженным по сравнению с разрезом скважины 2, где в изученных образцах преобладали песчаные разности с концентрациями метана и этан-гексана соответственно до 16,47 и 2,37 см³/кг породы. В скважине 3, вскрывшей нижне-среднеюрские отложения в их более погруженной части (по

* Здесь и далее в сорбированном газе рассматриваются средние содержания углеводородов по разрезу.

сравнению со скважинами 1 и 2), анализировался песчано-аргиллитовый комплекс пород, количество углеводородов, в котором несколько снижается (метана до 8,35 и этан-гексана до 1,6 см³/кг породы). Произведенный пересчет содержаний метана и его гомологов на процентное соотношение их в углеводородной части газозооной смеси, извлеченной из керна, позволяет отметить тот факт, что углеводородный состав сорбированных газов ниже-среднеюрских отложений примерно одинаков и составляет для метана 84—87%, этана — 9,84—12,2, пропана — 2,59—3,11, бутана — 0,32—0,45, пентана — 0,06—0,14 и гексана — 0,01—0,14%.

Из указанных отложений были получены притоки газа (скв. 1, 2 и 3) и конденсата (скв. 1). Приведенные в табл. 1 результаты анализов свободных и растворенных газов имеют общую качественную и близкую количественную углеводородную характеристику с сорбированными, что свидетельствует об их генетическом единстве. В рассматриваемых отложениях О. В. Барташевич было установлено высокое содержание органического вещества (1—1,5%), наличие сингенетических (глины, аргиллиты, песчаники) и эпигенетических (песчаники) форм битумоидов, хлороформный экстракт которых близок по составу к нефти. Следует отметить, что условия преобразования органического вещества здесь были очень благоприятные. В изученных образцах сера представлена в основном пиритной формой (относительное содержание изменяется в пределах 55—100%), а основная масса «подвижного» железа — закисной (66—96%). Железо окисное и пиритное занимает подчиненное значение; отношение подвижных форм закисного железа к окисному равно 3—27.

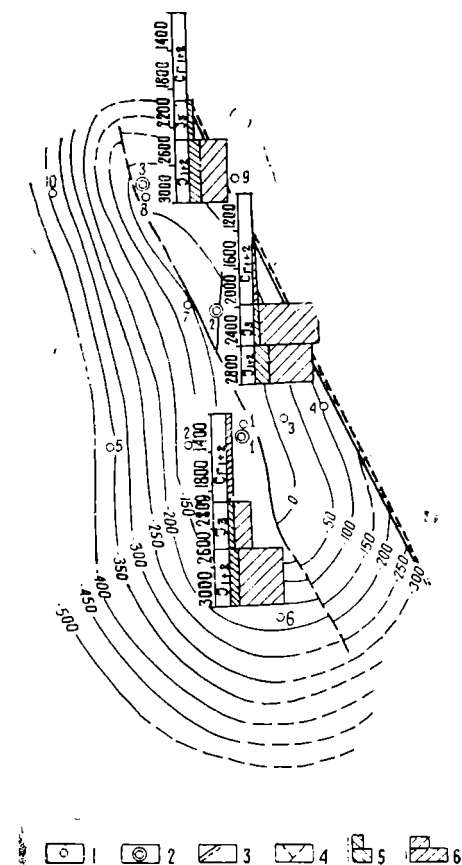


Рис. 1. Структурная карта по R₁ сенонского подъяруса (Составил С. В. Курбатов):

1 — структурные скважины; 2 — разв. скважины; 3 — крупное тектоническое нарушение; 4 — тектоническое нарушение незначительной амплитуды; 5 — среднее суммарное содержание тяжелых углеводородов в см³/кг породы; 6 — среднее суммарное содержание метана в см³/кг породы. (Масштаб пик — в 1 см³/кг породы).

Все вышесказанное совместно с данными о высокой газонасыщенности ниже-среднеюрских отложений и значительном содержании тяжелых углеводородов, представленных гаммой от этана до гексана, позволило отнести выявленные газы к сингенетичным для данных отложений, а последние — к возможно нефтегазопроизводящим, нефтегазосодержащим и перспективным в нефтегазоносном отношении.

Отложения верхней юры представлены келловей-оксфордскими из-

вестняками (мощность 422—448 м) с редкими прослоями глин; переслаиванием алевролитов и песчаников с хемогенными образованиями (галлит, ангидрит) гаурдакской свиты (мощность 142—200 м); терригенными отложениями (переслаивание алевролитов, песчаников и глин) карабильской свиты (мощность 49—65 м). Из этого комплекса в районе Кабаклы нами изучались только известняки келловей-оксфорда. Наиболее качественный материал был получен по скважине 2, в ос-

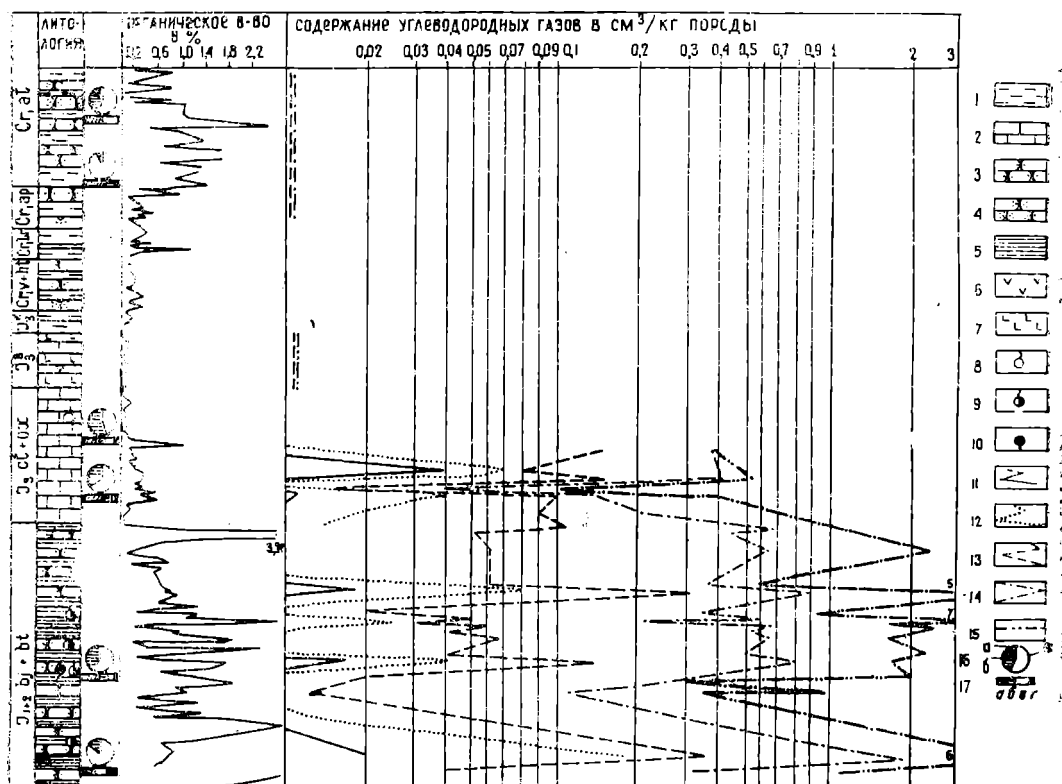


Рис. 2. Сводный геолого-геохимический разрез площади Кабаклы: 1—глины; 2—известняки; 3—песчаники; 4—алевролиты; 5—аргиллиты; 6—ангидриты; 7—соли; 8—газ промышленный; 9—газопроявления; 10—нефтепроявления (конденсат); 11—этан; 12—пропан; 13—бутан; 14—пектан; 15—гексан; 16—баланс органического вещества: а—гуминовые кислоты, б—битуминозные компоненты, в—остаточное органическое вещество; 17—компонентный состав хлороформенного битумоида А: а—масла, б—бензолные смолы, в—спирто-бензолные смолы, г—асфальтены.

тальных же керн был отобран некачественно (плохо загерметизирован), что привело к частичной (скв. 1) и полной (скв. 3) потерям наиболее миграционно способной части газа — метана. Однако, несмотря на это, имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет констатировать достаточно высокую газонасыщенность этих отложений (метана — 4,83—11 и этан-гексана — 0,33—0,54 см³/кг породы), но значительно низкую по сравнению с ниже-среднеюрскими.

Процентное соотношение метана и его гомологов в углеводородной части газовой смеси, извлеченной из керна, составляет для метана 89,92—97,08%, этана — 1,58—4,62, пропана — 0,67—3,83, бутана — 0,41—1,57, пентана — 0,06—0,18 и гексаны — 0,08%. Из келловей-окс-

фордских отложений в скважине 1 были получены фонтанные притоки свободного газа. Кроме того, в скважинах 1 и 2 отмечались проявления растворенного газа. При сопоставлении данных анализов свободных, растворенных и сорбированных газов видно, что они имеют идентичный качественный и количественный состав (см. табл.). Для этих же отложений характерно неравномерное распределение органического вещества (от 0,1 до 0,8%) с частым и резким изменением его состава с преобладанием эпигенетических битумоидов. Ранее проведенными исследованиями (О. В. Барташевич, Н. С. Кукуева) для нижне-средней и верхней юры были установлены единство хлороформенного битумоида А и близость соотношений углеводородных компонентов с преобладанием нафтеново-ароматических углеводородов. Это положение, а также отмечающееся с глубиной увеличение газонасыщенности, возрастание

Характеристика газов юрских

Номер скважины	Вид газа	Единица измерения	CO ₂	H ₂ S	N ₂ +решк.	Ar	CH ₄
----------------	----------	-------------------	-----------------	------------------	-----------------------	----	-----------------

Газы нижне-среднеюрских

1	Сорбированный	см ³ /кг					11,87
		%					87,19
1*	Растворенный	% объемные	1,80	0,30	1,70	0,01	75,20
1*	Свободный	% объемные	2,20				79,34
							76,20
							78,16
2	Сорбированный	см ³ /кг					14,47
		%					85,94
2*	Растворенный	% объемные	0,70		2,30		86,14
2*	Свободный	% объемные	2,50		6,40		88,81
							74,80
3	Сорбированный	см ³ /кг					82,11
		%					8,35
3*	Растворенный	% объемные			1,0		83,89
							81,40
3*	Свободный	% объемные				0,20	82,22
							84,27
							84,79

Газы келловей-оксфордских

1	Сорбированный	см ³ /кг					4,83
		%					89,92
1*	Растворенный	% объемные	0,8	1,0	2,93	0,05	91,70
							95,52
2	Сорбированный	см ³ /кг					10,99
		%					97,08
2*	Растворенный	% объемные	0,35		4,40		92,95
2*	Свободный	% объемные	2,20		1,0	0,11	96,71
							91,60
3	Сорбированный	см ³ /кг породы					95,04

* Цифры, приведенные в знаменателе, соответствуют процентному соотношению

концентраций гомологов метана, органического вещества и ароматических углеводородов — вся эта наблюдающаяся закономерность, по мнению авторов, обусловлена явлением вертикальной миграции флюидов из нижне-среднеюрских отложений. Дополнительным подтверждением сказанному является также увеличение отношения $\frac{C_2H_6 + \text{высшее}}{CH_4} \cdot 100$

с глубиной, достигающей максимальных значений в нижне-среднеюрских отложениях. Если газы, изученные в последних, являются сингенетическими, то газы келловей-оксфорда по своему происхождению относятся к эпигенетическим, проникшим в эти отложения благодаря вертикальной миграции.

Нижнемеловой комплекс с размывом залегает на верхнеюрском. Неоком-аптские отложения (валанжин, готерив, баррем и апт) сложе-

Таблица 1

отложений площади Кабаклы

C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	C_5H_{12}	ΣC_6H_{14}	ΣC_7H_{16}	$\Sigma C_{8-10}H_{18-22}$	$\Sigma C_{11-14}H_{24-30} \cdot 100$ CH_4	Исполнители анализов
1,34	0,35	0,04	0,008	0,002	1,74	13,61		РГГЭ
9,84	2,59	0,31	0,06	0,01	12,81	100	0,15	(Ашхабад)
11,30	6,90	1,04	0,33	0,01	19,58	94,78	0,27	ВНИИГаз
11,92	7,28	1,10	0,35	0,01	20,66	100		(Москва)
7,9	8,30	3,00	2,10		21,30	97,50	0,28	ТФ ВНИИ
8,10	8,51	3,08	2,15		21,84	100		(Небит-Дар)
1,80	0,51	0,03	0,017	0,003	2,36	16,83		ТГГЭ
10,68	3,06	0,20	0,10	0,02	14,06	100	0,16	СредазНИИГаз
6,94	3,23		0,69		10,86	97,00	0,13	(Ташкент)
7,15	3,33		0,71		11,19	100		ИГИРНИГМ
10,70	3,60	0,90	1,10		16,30	91,10	0,22	(Ташкент)
11,74	3,95	0,99	1,21		17,89	100		ТГГЭ
1,22	0,31	0,05	0,01	0,01	1,60	9,95		ИГИРНИГМ
12,27	3,11	0,45	0,14	0,14	16,11	100	0,19	(Ташкент)
11,10	4,30	1,20	1,00		17,60	99	0,22	ТГГЭ
11,21	4,35	1,21	1,01		17,78	100		ИГИРНИГМ
9,55	4,40	0,77	0,40		15,12	99,39	0,18	МИНХиГП
9,61	4,43	0,77	0,40		15,21	100		(Москва)

отложений

0,25	0,21	0,08	0,003		0,543	5,373		ТГГЭ
4,62	3,83	1,57	0,06		10,08	100	0,11	
2,70	0,45	0,40	0,35	0,40	4,30	96	0,05	
2,80	0,48	0,42	0,36	0,42	4,48	100		"
0,18	0,08	0,04	0,02	0,01	0,33	11,32		"
1,58	0,67	0,41	0,18	0,08	2,92	100	0,03	
2,92	0,24				3,16	96,11	0,03	СредазНИИГаз
3,04	0,25				3,29	100		
3,50	1,0	0,19	0,09		4,78	96,38	0,05	ВНИИГаз
3,63	1,04	0,20	0,09		4,96	100		
0,08	0,07	0,05	0,02	0,02	0,24			ТГГЭ

компонентов в углеводородной части газа.

ны пестроцветными осадками морского происхождения (мощность 388 м). Альбский ярус представлен двумя литологическими комплексами: нижний — мощная толща плотных аргиллитоподобных глин и верхний — переслаивание плотных глин, песчаников и известняков. Общая мощность альба — 367 м.

В нижнемеловых отложениях исследовались газы из валанжин-готерива (растворенный) и альба (сорбированный и растворенный). Газ из валанжин-готерива имеет углеводородно-азотный состав; суммарное содержание углеводородов здесь составляет 14,76% (метана — 14,33 и этан-пентана — 2,32), на долю азота приходится до 82,98% (анализ ВНИИГаза). Сорбированные газы, извлеченные из глинисто-аргиллитовых пород альба, не содержат углеводородов; из неуглеводородных компонентов в них довольно часто встречается водород в количестве до 0,01%. В растворенном газе, полученном из этих отложений, по сравнению с неокомом содержание метана падает до 0,85, а этан-бутана — до 0,23%. Водород зафиксирован в количестве 34,4%; такое высокое его содержание чрезвычайно интересно. Судя по тому факту, что он встречен почти повсеместно в кернах альба, образование его, видимо, связано с самим альбским комплексом. В настоящее время считается установленным, что водород широко распространен в осадочных породах при наличии определенных условий для его накопления и сохранения (Зингер, 1962; Соколов, 1965; Гуревич, 1967).

Верхнемеловой отдел представлен сеноман-маастрихтским ярусом. Разрез сеномана (мощность 342 м) по своему литологическому строению четко разделяется на три характерные пачки, первая из которых представлена песчаниками крупно- и среднезернистыми с редкими прослоями глин; вторая — глинами с прослоями песчаников и алевролитов; третья (верхняя) — чередованием песчаников, алевролитов и глин. Турон и сепон (коньяк+сантон и кампан) представлены чередованием глин, песчаников, алевролитов и известняков. Мощности соответственно составляют 280 и 370 м. Маастрихтский ярус выражен тремя пачками: нижняя — глинистая, средняя — чередование глин и алевролитов, верхняя — сильнодоломитизированные песчано-алевролитовые известняки (последняя размыта в сводовой части структуры). Мощность 85—97 м. Весь верхнемеловой комплекс характеризуется полным отсутствием углеводородов в сорбированном газе. Водород встречается в кернах спорадически в тысячных долях процента.

Из сеноманских отложений в скважинах 1 и 3 были получены притоки растворенного газа следующего состава: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ — 1,68—0,64%, водород — 0—0,02, азот — 98,19—99,27, метан — 0,14—0,07%, этан — следы (анализ ТГГЭ). Таким образом, по степени углеводородной газонасыщенности пород на площади Кабаклы можно выделить два комплекса. Первый — подсолевой, охватывающий ниже-среднеюрский и верхнеюрский разрезы, — характеризуется очень высокой газонасыщенностью, обилием газопроявлений, обогащенностью тяжелыми углеводородами от этана до гексана. Второй комплекс — надсолевой, включающий нижний и верхний мел, наоборот, отличается отсутствием углеводородов в сорбированном газе и незначительным их содержанием в растворенном. Вверх по разрезу наблюдается постепенное выпадение из состава газов тяжелых гомологов метана: в валанжин-готериве отсутствует гексан, в альбе — пентан и гексан, а в сеномане зафиксированы только следы этана. Из неуглеводородных компонентов здесь преобладает азот, что позволяет отнести газы рассматриваемого комплекса к азотно-углеродному типу. Указанное изменение состава газов свидетельствует о существовании вертикальной миграции флюидов из

подсолевого комплекса («отголоски» миграции из ниже-среднеюрских отложений). Масштабы ее в общем-то были очень незначительны, о чем свидетельствуют, как было отмечено выше, низкие концентрации углеводородов в растворенных газах и отсутствие их в сорбированных. Видимо, гаурдакская свита, лежащая на пути миграции углеводородов, несмотря на небольшую здесь мощность (не более 200 м), обогащенность терригенным материалом и наличие разрывных нарушений, в какой-то степени явилась для них экраном.

Процессы газообразования в надсолевом комплексе, по-видимому, были очень незначительны, поскольку в сорбированных газах отсутствуют углеводородные компоненты, а данные геохимических исследований свидетельствуют о низких содержаниях органического вещества и битумоидов в неокме и верхнем мелу. Следовательно, газы, пронизывающие надсолевую толщу, по своему происхождению в основном являются эпигенетическими. По своей геохимической характеристике несколько особняком стоят газы альба, в составе которых установлены значительные концентрации водорода. Эти отложения выделяются среди меловых и содержаниями органического вещества (1—1,5%) в пиритизированных глинах и аргиллитах и битумоидов (0,1—0,2%), нейтральных в своде поднятия и кислых за его пределами. Вполне вероятно, что в альбском комплексе имели место процессы газообразования, а влияние миграционного потока из ниже-среднеюрских отложений привело к образованию здесь смешанного генетического типа газов.

В ы в о д ы

1. На площади Кабаклы установлены два комплекса с различной степенью газонасыщенности пород и качественной характеристикой свободных и растворенных газов. Первый комплекс, приуроченный к юрским отложениям, характеризуется высокой газонасыщенностью, весьма значительным содержанием гомологов метана, обилием проявлений углеводородного состава. Второй комплекс, охватывающий меловые отложения, отличается незначительными содержаниями углеводородов в растворенных газах и отсутствием их в сорбированных; в составе газов превалирует азот.

2. Ниже-среднеюрские отложения по своей геохимической характеристике могут быть отнесены к возможно нефтегазопроизводящим и нефтегазосодержащим, а выявленные в них газы — к сингенетическим для данных отложений.

3. Верхнеюрские отложения рассматриваются как возможно нефтегазосодержащие, а газы, заключенные в них, как эпигенетические (миграционные).

4. Установлена миграция углеводородных газов из ниже-среднеюрских отложений, выражающаяся в изменении их качественного и количественного состава.

5. На данной площади перспективным в нефтегазопосном отношении может рассматриваться только подсолевой (юрский) комплекс. Гаурдакская свита, несмотря на незначительную мощность и обогащенность терригенным материалом, не теряет здесь своих экранирующих свойств.

6. Выявленные в надсолевом комплексе углеводородные газы по своему происхождению являются эпигенетическими; газы альба отнесены к смешанному генетическому типу.

7. Сорбированные газы, как это отмечалось и раньше, могут рассматриваться при проведении геохимических исследований как вполне

надежный критерий оценки перспектив нефтегазоносности, поскольку они дают близкую к истинной характеристику газонасыщенности разреза, а качественный и количественный составы их — наглядное представление об углеводородном составе газообразных флюидов. Максимальные концентрации тяжелых гомологов метана в них приурочены к зонам скоплений углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

Айзберг Р. Е., Амурский Г. Н., Барташевич О. В. и др. Геология и нефтегазоносность Восточной Туркмении. Изд-во «Недра», 1966.

Гуревич М. Г. Водород в природных газах и его возможная роль в образовании нефтяных углеводородов. Генезис нефти и газа (доклады, представленные на всесоюзное совещание по генезису нефти и газа, г. Москва, февраль 1967 г.). Изд-во «Недра», 1967.

Зингер А. С. Молекулярный водород в составе газа, растворенного в водах газонефтяных месторождений Нижнего Поволжья. «Геохимия», 1962, № 10.

Соколов В. А. Процессы образования и миграции нефти и газа. Изд-во «Недра», 1965.

О. В. БАРТАШЕВИЧ,
Г. В. РЕДИН

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА СРЕДНЕЙ И НИЖНЕЙ ЧАСТИ КРАСНОЦВЕТНОЙ ТОЛЩИ И ПОДСТИЛАЮЩИХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕЛЕКЕН

Геохимические исследования пород средней и нижней части красноцветной толщи и подстилающих отложений Челекена проводились с целью выявления основных закономерностей в характере распределения, составе и генезисе органического вещества, установления генетической взаимосвязи битумоидов этих комплексов и освещения вопроса о нефтепроизводящих свойствах изученного разреза.

Материалом для исследований послужили образцы пород, отобранные из 40 скважин в количестве 680 штук, стратиграфически соответствующие средней и нижней части красноцветной толщи и вскрытому разрезу подстилающих отложений. Литологически образцы представлены карбонатными глинами, алевролитами, песками и песчаниками серого, зеленовато-серого, светло-коричневого и красно-бурого цветов.

Аналитическая часть исследований сводилась к массовым определениям процентного содержания органического вещества методом сжигания в печах элементарного анализа в битуминозности пород люминесцентным методом, предусматривающим применение трех растворителей: хлороформа, петролейного эфира и спирто-бензола (экстракция спирто-бензолом последовательно после хлороформа). Выборочно все литологические типы пород по разрезу подвергались химико-битуминологическому анализу, позволяющему получить сведения о групповом составе органического вещества (битуминозные компоненты, гуминовые кислоты, остаточное органическое вещество), а также о компонентном (масла, смолы, асфальтены) и элементарном (C, H, O, S, N) составе хлороформенного битумоида А, включающего по существу все нейтральные соединения битумоида и поэтому представляющего наибольший интерес при решении вопросов нефтегазоносности.

Для установления углеводородного состава масляной фракции хлороформенного битумоида А проводилось хроматографическое разделение ее на силикагелевой колонке (марка АСК, 0,25 мм); элюентами служили петролейный эфир, бензол и спирто-бензол. Выделенные фракции соответствуют: I — метаново-нафтеновые углеводороды, II — легкая ароматика, III — средняя ароматика, IV — тяжелая ароматика, V — петролейно-эфирные смолы. Для более полного отделения первой фракции колонка на $\frac{1}{4}$ загружалась активированной окисью алюминия. Для всех фракций определялся элементарный состав.

Геохимическая интерпретация аналитических данных позволила вы-

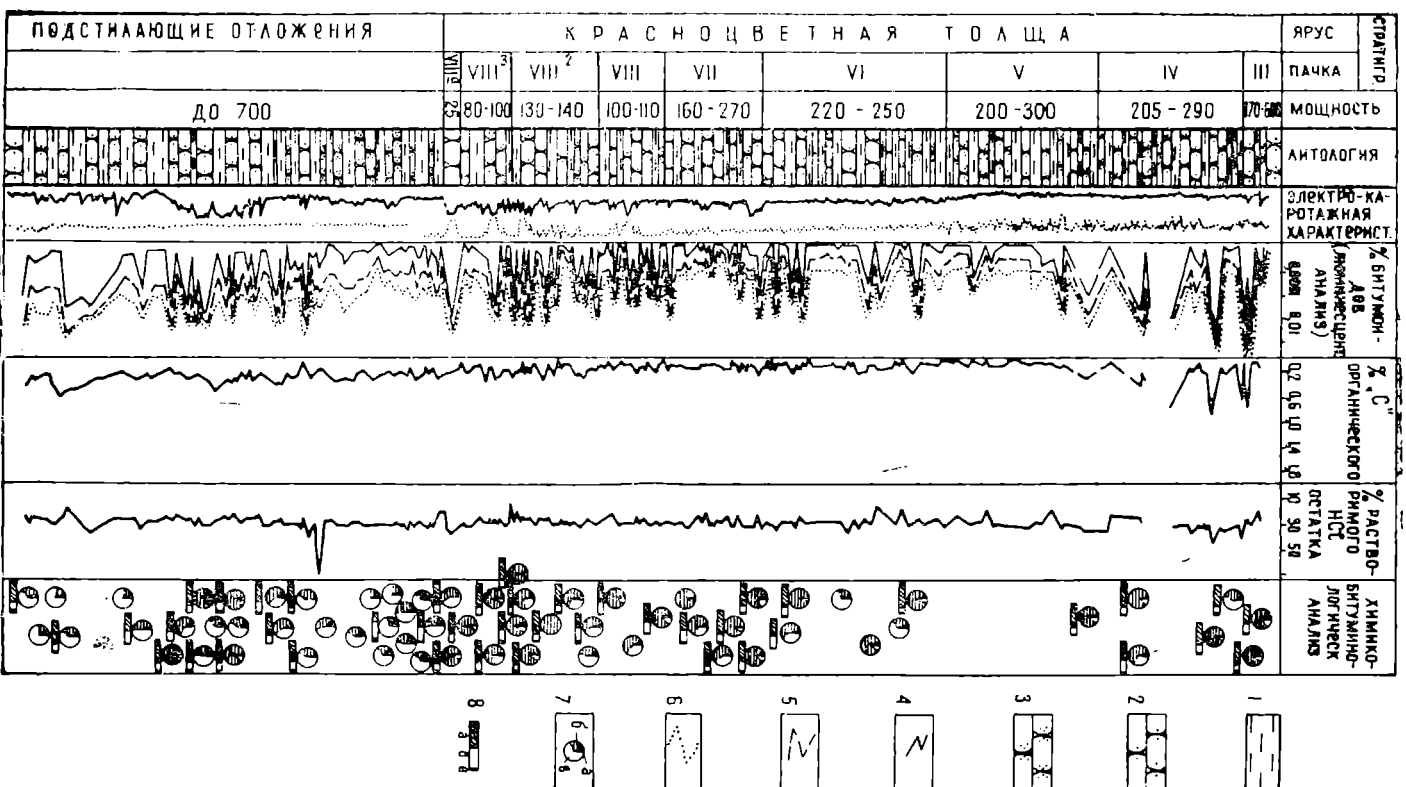


Рис. 1. Столбчатый геолого-геохимический разрез площади Челекен:

1—глина; 2—песчаник; 3—алевролит; 4—кривая распределения петрофизического битумоида А; 5—то же хлороформного битумоида А; 6—то же суммарного битумоида А; 7—баланс органического вещества; а—углистые кислоты; б—биогенное вещество; в—остаточное органическое вещество; 8—компонентный состав хлороформного битумоида А: а—масляная фракция; б—смола; в—асфальтены.

явить характерные особенности количественных, качественных и генетических изменений органического вещества в изученном разрезе (рис. 1).

Подстилающие отложения литологически представлены чередованием сероцветных пелитовых и песчано-алевролитовых пород, в которых содержание, состав и генетическая природа органики различны (табл. 1). Содержание органического вещества в глинах составляет 0,2—0,7%, битумонда А — 0,03—0,08%. В балансе органики 13—28% битуминозных компонентов, 3—13% хлороформенного битумонда А, 7—16% гуминовых кислот, 50—84% — остаточного органического вещества. Битумонд А обычно имеет нейтральный состав, а его хлороформенный экстракт характеризуется следующим элементарным составом: C — 72—75%, H — 10,6—12, S — 0—2,2, $O+N$ — 10—16%, C/H — 6,2—7. В некоторых образцах алевролитовых глин наблюдается увеличение битуминозности органики и обогащение хлороформенного битумонда А углеводородами за счет уменьшения количества соединений, содержащих гетерогенные элементы. В песчано-алевролитовых породах количество органического вещества колеблется от 0,3 до 1,6%, битумонда А — от тысячных долей до 1,6%. Также контрастны и показатели состава. В балансе органического вещества 30—98,5% битуминозных компонентов, 22—95,6% хлороформенного битумонда А, 0—17% гуминовых кислот и 1—67% — остаточного органического вещества. Хлороформенный битумонд А обычно имеет резко выраженный нейтральный состав, богат масляной фракцией (66—90,5%) и имеет элементарный состав, близкий к нефти (C —82—86,2%, H —11—13%).

Судя по геохимическим показателям и приуроченности органического вещества к различным литологическим типам пород, можно высказать предположение о генетической природе его. В пелитовых породах преимущественно развиты сингенетичные формы органики, тогда как в песчано-алевролитовых — эпигенетичные. Вместе с тем о чистых формах сингенетичной органики в разрезе подстилающих отложений вряд ли может идти речь, так как нелогично исключать влияние нефтяных скоплений, являющихся источником миграционных углеводородов, обогащающих сингенетичное органическое вещество. Правильнее, вероятно, предполагать наличие во вскрытой части подстилающих отложений органики смешанного происхождения, где в пелитовых породах преобладающее значение играют сингенетичные формы, а в песчано-алевролитовых — эпигенетичные.

Изученный разрез средней и нижней части красноцветной толщи представлен частым чередованием глин серых, зеленовато-серых, красно-бурых и песчано-алевролитовых пород, чаще окрашенных в серые тона (табл. 1). Как и в подстилающих отложениях, количество, состав и генезис органического вещества красноцветной толщи в значительной степени изменяются от литологии вмещающих пород. Кроме того, на распределение и состав органики существенное влияние оказали чрезвычайно сложные условия седиментации красноцветной толщи, проявляющиеся в частой смене геохимической обстановки осадкообразования. Одни и те же литологические типы пород формировались в одном случае в окислительной среде, в другом — в восстановительной, что вызвало определенные изменения в характере органики.

В красно-бурых глинах и глинистых алевролитах 0,03—0,3% органического вещества и от тысячных до сотых долей процента битумонда А, то есть это практически небитуминозные породы. В сероцветных разностях пород можно выделить два типа органического вещества: первый характерен для глин, второй — для песчано-алевролитовых отложений.

В сероцветных глинах до 0,5% органики и до 0,06% битумоида А. Судя по единичным определениям, в балансе органики сероцветных глин не более 20% битуминозных компонентов и до 6% хлороформенного битумоида А, элементарный состав которого следующий: С — 76,4, Н — 9,5%. В том случае, когда глины обогащены алевроитовым материалом, возрастает количество битуминозных компонентов (42—52%) и хлороформенного битумоида А (19—35%) в органическом веществе. Состав хлороформенного битумоида А изменяется в сторону уменьшения количества гетерогенных элементов за счет возрастания углерода и водорода (С—80%, Н—11,9—12,2%).

В песчаниках, песках и алевролитах геохимические показатели испытывают резкие изменения. Содержание органики колеблется от 0,04 до 2%, битумоида А от тысячных долей до 2%. В составе органического вещества проанализированных образцов основную роль играют битуминозные компоненты (50—99,5%); гуминовые кислоты либо отсутст-

Результаты химико-битуминологических анализов органического вещества

Номер сква- жины	Литология	С органическое (%)	Битумоид А (%)	Баланс органического вещества			
				биту- мино- зные компо- ненты	гуми- новые ки- слоты	остаточ- ное орга- ническое вещество	хлоро- формен- ный би- тумоид А

Подстилаяющие

403 2208—2213	Глина серая	0,36	0,04	23,4	4,16	72,44	7,54
176 2535—2540	Глина серая	0,27	0,028	21,5	3,34	75,16	8,5
532 2584—2642	Глина серая	0,75	0,044	12,9	2,54	84,56	2,92
110 1859—2040	Глина серая	0,27	0,035	24,3	14,5	61,2	6,4
521 2220—2225	Песчаник серый	0,58	0,3	55,5	3,28	41,22	46,5
356 2240—2318	Песчаник серый	0,35	0,24	98,0	нет	2,0	64,8
532 2584—2589	Песчаник серый	0,72	0,27	43,7	2,1	54,2	33,4
601 2366—2371	Песчаник серый	0,60	0,28	48,5	нет	51,5	45,98

Красноцветная

106 1457—1879	Глина бурая	0,27	0,048	25,6	7,0	67,4	12,6
477 1806—2280	Глина серая	0,33	0,034	22,1	8,8	69,1	6,35
107 1548—1666	Алевролит серый	0,30	0,25	90,0	6,3	3,7	70,5
403 1821—1826	Алевролит бурый	0,29	0,2	85,2	6,5	8,3	60,5
402 2546—2551	Песчаник серый	0,80	0,54	69,6	1,87	28,53	63,2
176 2419—2424	Песчаник серый	0,50	0,46	96,5	0,98	2,52	86,0

вуют, либо составляют 1—15%. Битуминозные компоненты представлены в основном хлороформенным битумоидом А (50—94%), характеризующимся следующими показателями: *C*—80—86%, *H*—12—14, масляная фракция 63—90, смолы 9—27, асфальтены 0,5—5%.

Таким образом, в отложениях средней и нижней части красноцветной толщи установлено присутствие нескольких типов органического вещества, отличающегося не только по составу и концентрации, но и генетически. Преобладание сингенетичной органики характерно для пелитовых пород; в песчано-алевролитовых отложениях широкое развитие получило эпигенетическое органическое вещество. На сингенетическое органическое вещество красноцветной толщи, как и подстилающих отложений, несомненно, сказалось влияние нефтяных скоплений.

Сравнивая состав хлороформенного экстракта эпигенетических битумоидов подстилающих отложений и красноцветной толщи, следует заключить, что различий в соотношении компонентов и элементарном со-

Таблица 1

вскрытых отложений месторождения Челекен							
Элементарный состав хлороформенного битумоида А (%)				Компонентный состав хлороформенного битумоида А			
С	Н	S + O + N	$\frac{C}{H}$	масляная фракция	смолы		Асфальтены
					бензолые	спиртобензолые	
отложения							
70,5	10,4	16,3	6,77	28,0	11,5	49,6	19,7
78,62	11,93	8,75	6,6	не определяется			
75,98	11,73	11,34	6,48	"			
73,0	11,3	12,19	6,45	"			
85,57	12,28	2,15	6,98	77,0	8,1	9,7	5,1
80,37	12,53	7,1	6,4	73,5	4,7	20,1	1,6
76,06	12,42	10,95	6,1	84,0	4,1	7,35	4,4
84,92	12,6	2,48	6,7	90,5	2,3	6,1	1,1
толща							
76,2	9,25	13,03	8,25	не определяется			
75,4	12,7	10,11	5,94	"			
83,12	12,27	3,97	6,77	81,1	5,9	8,7	2,7
83,4	12,9	2,69	6,45	58,5	12,0	20,3	9,1
84,24	12,19	3,39	6,91	70,9	11,3	15,1	2,3
78,82	12,12	9,06	6,49	85,4	4,0	9,7	1,4

ставе их не наблюдается, то есть химически это близкие вещества. Аналогичный вывод представляется возможным сделать и по результатам хроматографического изучения масляной фракции битумоидов.

Хроматографическому анализу подвергалась масляная фракция эпигенетичных битумоидов из красноцветной толщи и подстилающих отложений Западного Челекена, а также красноцветной толщи, вскрытой в районе Дагаджика (табл. 2). Углеводородный состав масляной фракции красноцветной толщи Дагаджика характеризуется отсутствием метановых структур и преобладанием нафтеновых (до 76%); средней ароматики 12—30, тяжелой ароматики и петролейно-эфирных смол не более 10%.

Таблица 2

Хроматография масляной фракции битумоида А						
Номер скважины	Литология	Фракция				
Интервал отбора		I	II	III	IV	V
Красноцветная толща (Дагаджик)						
402 2220—2225	Песок серый	нет	70,6	17,1	5,1	1,7
402 2546—2551	Песчаник серый	„	76,5	11,7	10,7	0,7
405 2191—2217	Песчаник серый	„	75,0	14,1	5,4	4,6
Красноцветные отложения (Западный Челекен)						
532 2664—2669	Песчаник серый	61,8	18,2	2,7	16,8	2,3
388 2231—2236	Песок серый	49,7	37,6	1,4	6,3	9,7
Красноцветные отложения (Запдный Челекен)						
463 1157—1162	Песчаник серый	52,2	10,7	7,9	22,2	4,3
463 1157—1162	Алевродит бурый	79,7	1,1	2,9	11,1	1,5

В красноцветной толще и подстилающих отложениях Западного Челекена масляная фракция представлена в основном метановыми углеводородами (50—80%); нафтеновых углеводородов 1—37%, средней ароматики, 1—10, тяжелой ароматики и петролейно-эфирных смол 9—19% (в одном образце 40%).

Результаты хроматографических определений битумоидов хорошо увязываются с данными о составе нефтей изученных отложений. Анализы нефтей, проведенные в НИИ Нефтепромысловых Технологий (НИИ НП) «Челекеннефть» и ТФ ВНИИ (Семенович, 1960; Низьев 1964; Старобинец, 1966), показали, что нефти красноцветной толщи Дагаджика относятся к типу нафтеново-метановых; в их групповом составе (фракция 122—250°) на долю нафтеновых углеводородов приходится 50—64%, метановых — 20—30, ароматических — 14—20%. Нефти подстилающих отложений Западного Челекена метаново-нафтеновые (метановых углеводородов 48—50%, нафтено-

вых — 35—37, ароматических — 14—15%). Аналогичный групповой углеводородный состав имеют нефти красноцветной толщи. Некоторое несоответствие в содержании метановых углеводородов, определенных хроматографическим методом для битумоидов красноцветной толщи Дагаджика и нефтей этого района, очевидно, связано с потерей их при выделении масляной фракции битумоидов химико-битуминологическим методом. Исследования нефтей Челекена, проведенные В. С. Драгунской, показали, что между нефтями подстилающих отложений и красноцветной толщи различий не существует — это метаново-нафтовый тип нефтей. Что касается нафтово-метановых нефтей красноцветной толщи Дагаджика, то образование их связано со вторичными изменениями метаново-нафтовой нефти.

Следовательно, по результатам изучения нефтей и битумоидов подстилающих отложений и красноцветной толщи Челекена можно констатировать, что в химическом отношении эти образования близки между собой как в каждом отдельно взятом комплексе, так и по всему разрезу.

С целью выяснения геохимической обстановки формирования осадков отдельные образцы анализировались на содержание различных форм серы и железа (табл. 3). Исследуемые образцы пород, представленные сероцветными глинами, алевролитами, песчаниками и песками, стратиграфически охватывают красноцветную толщу и подстилающие отложения. Из табл. 3 видно, что в подстилающих отложениях общее содержание серы и железа несколько больше, чем в красноцветных. В изученных образцах подстилающих отложений сера представлена в основном пиритной формой (относительное содержание 45—95%); основная масса «подвижного» железа — закисной (36—70%). Железо окисное и пиритное занимает подчиненное положение, причем окисное значительно преобладает над пиритным, что свидетельствует о слабо восстановительной обстановке формирования осадков. Отношение подвижных форм закисного железа к окисному равно 1—3,2. Исследуемые образцы красноцветной толщи также характеризуются преобладанием закисных форм железа (49—69%) и отношением $Fe^{++}/Fe^{+++}=1,2—2,5$. Что касается форм серы, то здесь, наряду с образцами с явным преобладанием пиритной серы (62—79%), имеются образцы, в которых значительная, а иногда и подавляющая часть (37—60%) приходится на долю сульфатной серы.

Исходя из вышеизложенного можно предположить, что процесс седиментации подстилающих отложений происходил в слабовосстановительных условиях, что подтверждается и относительно низким содержанием органического вещества.

Преобладание в разрезе красноцветной толщи пород красно-бурых тонов (сероцветные глины наблюдаются обычно на контактах глин с песками или вдоль сбросов) говорит о том, что накопление их происходило в окислительной обстановке (Семенович, 1960). Преобладание же в исследуемых образцах пиритной серы и закисного железа объясняется, видимо, восстановительными действиями углеводородов в процессе миграции последних из нижележащих отложений.

В заключение считаем необходимым высказать свои соображения об источниках, генерирующих углеводороды. В настоящее время отсутствуют однозначные диагностические признаки, на основании которых представлялось бы возможным выделять в разрезе нефтегазопроизводящие толщи. Вместе с тем многолетние геохимические исследования органического вещества пород нефтяных и газовых месторождений, проведенные в Союзе и за рубежом, внесли определенную ясность в решение этой проблемы (Вассоевич, 1959). Отпали ранее существующие

Содержание форм серы и железа в различных литологических разностях месторождения Челюскин

Номер скважины	Литология	Валовая сера	Относительное содержание серы (%)			Сумма подвижного и пиритного железа (%)	Относительное содержание железа (%)			Fe ⁺⁺
			сульфатная	элементарная	пиритная		пиритного	закисного Fe ⁺⁺	окисного Fe ⁺⁺⁺	Fe ⁺⁺⁺
Интервал отбора										
Подстилающие отложения										
<u>388</u> 2231—2236	Песок серый	0,09	22,2	11,1	66,7	1,81	2,7	70,8	26,5	2,6
<u>457</u> 2453—2617	Глина серая	1,38	2,2	72,4	24,6	2,57	11,2	44,35	44,35	1,0
<u>176</u> 2535—2540	Глина серая	0,31	42,0	15,0	45,0	3,47	3,4	56,2	40,4	1,4
<u>405</u> 2275—2677	Глина серая	0,43	27,9	нет	72,1	3,44	7,9	50,3	41,8	1,2
Красноцветная толща										
<u>405</u> 2191—2217	Песчаник серый	0,31	9,7	19,3	71,0	2,07	9,2	59,4	31,4	1,8
<u>107</u> 1701—2015	Глина и алевролит	0,08	37,5	нет	62,5	2,82	14,2	49,6	36,2	1,4
<u>402</u> 2546—2551	Песчаник серый	0,11	18,2	45,4	36,4	1,08	2,8	69,4	27,8	2,5
<u>532</u> 2584—2642	Глина серая	0,37	16,2	2,7	81,1	3,38	7,7	56,2	36,1	1,5

жесткие ограничения в литологии, количественной и качественной характеристике органического вещества, условий седиментации возможно нефтегазопроизводящих толщ. Более широк и многогранен спектр геолого-геохимических показателей, благоприятных для формирования отложений, генерирующих углеводороды. Однако это совсем не значит, что из любого количества органического вещества при любом его составе и условиях преобразования могут генерироваться нефтяные битумонды, дающие начало микро нефти. Достаточно высокое содержание органического вещества, достаточно высокая степень его битуминозности (при повышенном содержании хлороформенного экстракта и масляной фракции в нем), достаточно восстановительная обстановка осадкообразования и влияние катагенных процессов — вот перечень благоприятных условий для нефтеобразования.

Рассматривая с этих позиций изученный разрез, мы предполагаем, что в подстилающих отложениях (точнее, в их глинистых разностях) процессы битумообразования развивались слабо, поскольку они формировались в слабовосстановительной среде, и характеризуются относительно низким содержанием органического вещества. На основании этого делается вывод, что основным нефтепроизводящим комплексом являются нижележащие отложения.

Что касается красноцветной толщи, то в изученной части разреза мы не можем предположить наличие нефтепроизводящих пород. Низкое содержание органического вещества, бедное битуминозными компонентами, крайне неустойчивые условия осадкообразования — все это, на наш взгляд, исключает вероятность развития процесса нефтеобразования в этих отложениях. Вторичные проявления битуминозности и значительные скопления нефти здесь являются, видимо, продуктом миграции из нижележащих отложений.

Выводы

1. В изученном разрезе исследованиями установлено присутствие трех типов органического вещества. Эпигенетичное органическое вещество, состоящее преимущественно из хлороформенного битумоида А, близкого по составу к нефти, и приуроченное к песчано-алевролитовым породам, образует первый тип. В сероцветных глинах присутствует сингенетичная органика, которая в большей или меньшей степени испытала на себе влияние мигрирующих углеводородов (чем выше песчанность глин, тем ощутимее это влияние). Этот тип органического вещества не остается постоянным для всего разреза. В подстилающих отложениях глины характеризуются более высоким содержанием органического вещества и более высокой степенью битуминозности его, чем аналогичные породы красноцветной толщи. К третьему типу относится органическое вещество красно-бурых глин красноцветной толщи.

2. Эпигенетичные битумонды по всему разрезу имеют однотипный компонентный и элементарный состав, что свидетельствует о наличии единого источника питания.

3. Углеводородный состав эпигенетичных битумондов подстилающих отложений Западного Челекена и красноцветной толщи Дагаджика соответствует составу нефтей этих районов.

4. На основании анализа формирования осадков красноцветной толщи, а также результатов геохимических исследований трудно отнести данные отложения к числу нефтепроизводящих.

Пелитовые породы подстилающих отложений, формировавшиеся в слабо восстановительных условиях, характеризуются относительно низ-

ким содержанием органического вещества, вследствие чего процессы битумообразования в них развивались слабо.

5. Исходя из вышеизложенного можно предположить, что образование нефти в песчано-алевролитовых породах красноцветной толщи и вскрытого разреза подстилающих отложений произошло в основном за счет миграции битуминозных компонентов из нижележащих отложений.

ЛИТЕРАТУРА

- Бассоевич Н. Б. Микронепть. Тр. ВНИГРИ, вып. 132. Гостоптехиздат, 1959.
- Низъев В. А. Новые данные о нефтегазоносности отложений, подстилающих красноцветную толщу на полуострове Челекен. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1964, № 8.
- Семенович В. В. Геологическое строение и нефтегазоносность Челекена. Тр. КЮГЭ АН СССР, вып. 5. Гостоптехиздат, 1960.
- Старобинцев И. С. Геохимия нефтей и газов Средней Азии. Изд-во «Недра», 1966.

О ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СВЯЗИ СЕРОНОСНОСТИ И ГАЗОНОСНОСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРАКУМОВ

Взору исследователей, попадающих в центральную часть Каракумов, открывается на редкость своеобразная картина: от горизонта к горизонту то группами, то в одиночку тянутся неогеновые бугры-останцы, к которым приурочены серные залежи Каракумского месторождения. И почти перед каждым исследователем встает целый ряд вопросов: почему не все бугры-останцы сероносны, в каких частях бугров серы больше, как глубоко она распространена, каковы особенности глубинного геологического строения и, наконец, с чем связано происхождение серы? Вот уже почти столетие, как известно Каракумское серное месторождение, но убедительных ответов на все эти вопросы не было. И это вполне понятно, так как все наблюдения предыдущих исследователей касались главным образом внешней (поверхностной) зоны своеобразного комплекса химических процессов. Глубинное же геологическое строение серного месторождения, которое позволило бы осветить более древние процессы, оставалось неясным.

Теперь, когда в центральной части Каракумов проведены в большом объеме буровые и геофизические работы, имеется возможность почти достоверно ответить на все эти вопросы. К сожалению, основные запасы серы исчерпаны, но сам вопрос не лишен не только теоретического, но и практического значения. Каковы пути образования серы? Какие геологические условия приводят к образованию серных месторождений? Возможно ли в районах со сходной геологической историей и строением обнаружить новые серные месторождения, а в исследуемом районе указать новые участки возможного осернения?

Из серии наиболее важных вопросов, по нашему мнению, основополагающим является вопрос о пространственной связи сероносности и газоносности, на рассмотрении которого и остановимся в настоящей статье.

Каракумское серное месторождение представляет собой ряд сероносных бугров-останцев, сложенных неогеновыми отложениями (заунгузская свита) и распространенных на площади около 2000 км². Бугры расположены группами, наиболее крупными из которых являются Дарваза, Кызыл-Кыр, Топ-Джувльба, Зеагли и Чиммерли. Группы Дарваза и Кызыл-Кыр занимают северо-западную часть площади, Топ-Джувльба — юго-западную, а Зеагли и Чиммерли — юго-восточную.

Группа Дарваза состоит из 38 бугров, три из которых сероносны.

В группу Кызыл-Кыр входят 18 бугров, в которых в той или иной степени присутствует сера.

Группа Топ-Джувльба насчитывает 5 бугров, три из которых сероносны.

Зеаглинская группа объединяет 40 бугров, из которых в пяти установлена сера.

Группа Чиммерли включает около 36 бугров, в трех из которых содержится сера.

По литологическим особенностям слагающих пород и геоморфологическим признакам можно выделить три основных типа бугров.

К первому типу относятся бугры караваяобразной либо конической формы с плавно закругленной вершиной, иногда с выходами или развалами кремнистых пород на вершинах. Склоны пологие либо крутые, с обнажениями ярко окрашенных пестрых пород ниже по склону. Эти бугры содержат основные залежи серы.

Второй тип объединяет крупные и мелкие бугры разнообразных очертаний с одной или несколькими вершинами конической формы, увенчанными шапками крепких песчаников. Сероносность слабая, промысловых залежей такие бугры, как правило, не содержат.

К третьему типу относятся крупные бугры с крутыми склонами, покрытыми у основания плащом делювиально-пролювиальных образований и плоской, слегка округлой вершиной, сложенные песчано-глинистыми отложениями заунгузской свиты. Никаких признаков сероносности такие бугры не содержат.

В основании всех бугров залегают сарматские зеленые гипсоносные глинны с прослоями песчаных разностей, мергелей и рыхлых гипсов.

Серные залежи Каракумского месторождения связаны с отложениями заунгузской свиты и встречаются по всему разрезу. Серопроизведения отмечены также и в сарматских отложениях.

Породами, вмещающими серные залежи, являются крепкие и рыхлые (видоизмененные) песчаники. Измененные породы, как правило, размещаются по периферии серных залежей и в кровле над ними. Границы перехода нормальных пород к измененным очень резкие и отчетливые. Основным отличием пород измененной зоны от нормального разреза является полное исчезновение карбоната из цемента, замена его опалом, что ведет к появлению своеобразного внешнего облика пород. Последние обесцвечиваются, становятся белыми, иногда с желтоватым или сероватым оттенком. Характерной особенностью месторождения является чередование вышеописанных измененных песчаников с прослоями пластообразных линз темных кремневых пород мощностью от 0,3—1 (Чиммерли) до двух метров (Дарваза). Кремневые прослои также бывают осернены. Среди песчаников заключены линзы рыхлых каолиноподобных пород.

Породы верхней части сероносных бугров характеризуются светлой окраской, вершины опоясываются каймой пестроокрашенных (преимущественно в красные, малиновые и лиловые тона) плотных и слабцементированных песчаников.

Нестъемлемой частью каждого сероносного бугра Каракумского месторождения являются своеобразные блоки измененных неосерненных пород (так называемые штоки). Они располагаются почти в середине бугров и представляют собой массив цилиндрической формы диаметром 15—20 м, высотой до 15 м (рис. 1).

Наблюдениями автора настоящей статьи совместно с А. Г. Блискавкой и П. П. Иванчуком (Блискавка и др., 1966, 1966а) на бугре Чиммерли установлено принципиальное отличие в строении боковых стенок и центральной части карьера, расположенного на вершине бугра. Если во внешней части ясно видна слоистость и переклиналистое падение чередующихся пластов песчаника и кремнистых пород, то

в центральной этого не наблюдается. Центральная часть представляет собой шток, состоящий из крепко сцементированных неслоистых неосерненных пород в виде «навала» из всех тех образований, которые видны во внешней части.

Серые залежи во всех буграх имеют линзовидный гнездообразный характер и приурочены к приконтактной зоне штоков и переклinalно падающих слоистых пород. Мощность рудных тел колеблется в пределах 0,5 - 2,5 м.

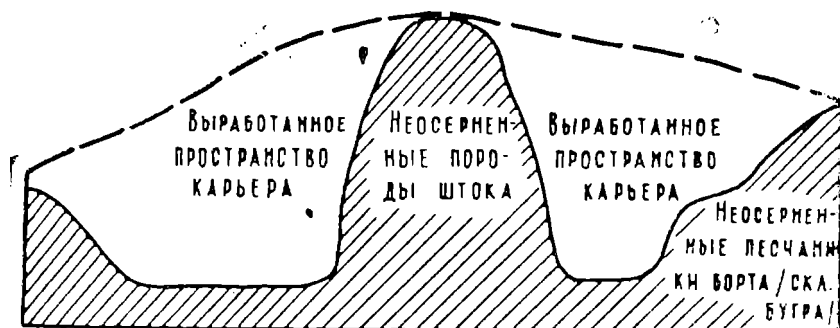


Рис. 1. Схематический разрез карьера бугра Чиммерли в направлении СВ-ЮЗ (через центральную часть).

В останцах, сложенных заунгузскими песчаниками и не имеющих штоков, осернения не наблюдается.

Между сероносностью северо-западной и юго-восточной частей района имеется ряд существенных отличий.

Для северо-западной части характерно:

а) наличие более крупных форм рельефа, представленных буграми и холмами, обычно соединенными между собой грядами из синхронных коренных пород;

б) большой диапазон осернения и большая мощность рудных тел;

в) четко выраженная тенденция повышения интенсивности и увеличения диапазона осернения с глубиной.

Для описанных участков характерно не только внешнее, поверхностное отличие, но различие глубинного строения и газоносности. Геологическое строение Каракумского серного месторождения изучено по результатам бурения свыше 200 структурных и 100 разведочных скважин, а также магнитометрией, гравиразведкой и сейсмическими исследованиями.

В геотектоническом отношении рассматриваемый район приурочен к купольной части Зеагли-Дарвазинского сводового поднятия второго порядка. Размеры ее по меловым отложениям 65×60 км. Купольная часть Зеагли-Дарвазинского поднятия осложнена более мелкими локальными складками третьего порядка. Всего выявлено свыше 20 локальных складок. Восточную и юго-восточную части занимает выявленная буровыми работами так называемая Серпозаводская зона разрывных нарушений, представляющая собой участок размером 25×30 км, характерными особенностями которой являются: наличие многочисленных разрывных нарушений, разделяющих резко опущенные и приподнятые блоки; присутствие в отложениях мергельной толщи среднего эоцена следов интенсивных подводнооползневых явлений, резкое изменение мощностей верхнего эоцена в различных тектонических блоках, а также наличие в верхнеэоценовых отложениях осадочной брекчии

(Блискавка и др., 1963). Разрывные нарушения этой зоны обнаружены в оглознениях от альба до верхнего эоцена включительно и относятся к типу сбросов и взбросов. Амплитуда их изменяется от нескольких десятков до 250 м.

Тектонические нарушения в пределах Зеагли-Дарвазинского поднятия носят линейный характер. Выделяются несколько таких разрывов: Курукский, Чиммерлинский, Дарвазинский и ряд других. Как показывают результаты бурения, характер размещения локальных складок следующий: одна часть складок (Шнихская, Пришихская, Дарвазинская и др.) располагается по направлению оконтуривающих изогипс сводового поднятия; другая (Топджульба, Караджульба, Чиммерли и др.) тяготеет к разрывным нарушениям, в некоторых случаях даже примыкает к нарушениям.

Детальный анализ результатов бурения многочисленных скважин показывает, что между группами бугров и к югу от них развита довольно разветвленная сеть предакчагыльских (среднеплиоценовых) эрозионных врезов (Блискавка и др., 1966), заполненных морскими отложениями акчагыла и затем перекрытых ниже-среднечетвертичными аллювиальными осадками пра-Аму-Дарьи. Во врезках оказались размытыми отложения заунгузской свиты, сармата, турона и верхнего эоцена, а в наиболее глубоких частях — средне-нижнеэоценовые, палеоценовые, датские и маастрихтские отложения.

Одно из русел древних потоков — северное, берущее начало в группе бугров Зеагли, другое — южное, берущее начало в группе бугров Топджульба и Чиммерли. Северное и южное русла сливаются в 50 км к востоку от бугра Чиммерли и тянутся на юго-восток в сторону Ербентского эрозионного вреза.

Ширина полосы сернозаводских врезов колеблется в пределах 20–25 км. Глубина врезов 70–100 м, а по мере приближения к Ербентскому врезу значительно возрастает.

К локальным складкам Зеагли-Дарвазинского поднятия приурочена одноименная группа газовых месторождений. Газовые залежи приурочены к терригенным отложениям юры, нижнего и верхнего мела до туронского яруса включительно. Все наиболее крупные газовые залежи располагаются за пределами зоны разрывных нарушений и лишь некоторые захватывают южную периферийную часть зоны.

Сама зона разрывных нарушений залежей газа не содержит.

А. Г. Блискавкой и З. Б. Хуснутдиновым установлено, что время формирования Зеагли-Дарвазинского газового месторождения относится к концу палеогена—началу миоцена. Кроме того, ими же подмечено сокращение стратиграфического газосодержащего комплекса пород с юга на север. Если в южной части поднятия (площади Коюн, Чашхыи, Сакар-Чага), газоносны отложения от юры до турона, то в северной части газоносность характерна только для апт-туронского комплекса (рис. 2).

Характер распространения сероносных и газоносных площадей (рис. 2), позволяет говорить об их пространственном совпадении, а именно: Кизылкырская и Дарвазинская группы сероносных бугров располагаются на Дарвазинской газоносной площади и приурочены к ее северной периклинали, где по данным бурения в меловых и палеогеновых, а по визуальным наблюдениям и в сарматских отложениях обнаружено тектоническое нарушение типа сброса, на котором цепочкой расположены сероносные бугры.

Топджульбинская группа располагается в северной части одноименной газоносной площади, где по данным бурения обнаружен узкий

глубоко опущенный грабен, выполненный нижнечетвертичными отложениями.

Группа сероносных бугров Чиммерли приурочена к северной части Чиммерлинской газоносной площади, располагающейся в южной периферийной части Сернозаводской зоны разрывных нарушений, где в нескольких структурных и разведочных скважинах выявлены тектонические нарушения типа сбросов и взбросов, образующих несколько приподнятых и опущенных блоков.

Группа сероносных бугров Зеагли приурочена к Шиханлинской газоносной площади, представляющей собой приподнятый блок, окруженный со всех сторон глубоко опущенными участками.

Указанные особенности геологического строения центральной части Каракумов, данные по сероносности и газоносности позволяют сделать следующие выводы:

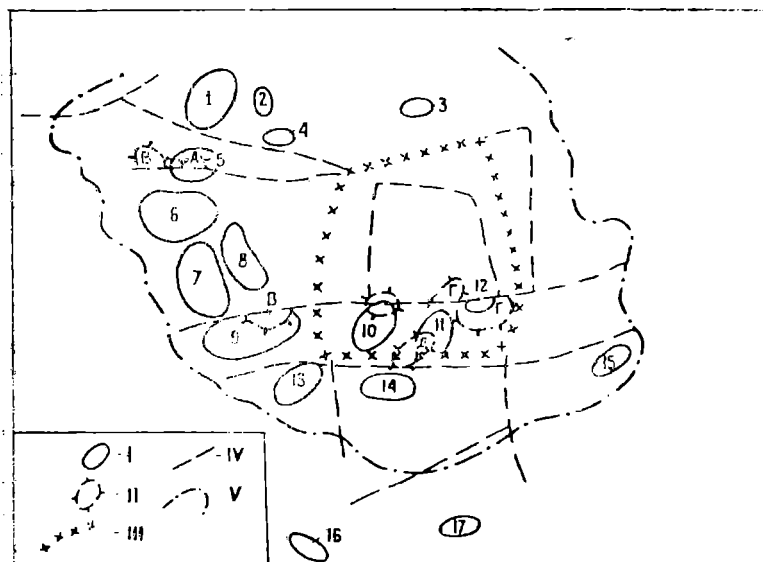


Рис. 2. Схема расположения газовых месторождений и серных залежей на Зеагли-Дарвазинском поднятии.

I. Газовые месторождения: 1—Чалджульбинское, 2—Восточно-Чалджульбинское, 3—Восточно-Аккуинское, 4—Джаралтакырское, 5—Дарвазинское, 6—Такирское, 7—Шиихское, 8—Пришихское, 9—Топджульбинское, 10—Топорджульбинское, 11—Чиммерлинское, 12—Шиханлинское, 13—Атабайское, 14—Чашхынское, 15—Сакарчагинское, 16—Коюнское, 17—Курукское.

II. Серные залежи: А—Дарваза, Б—Кизыл-Кыр, В—Топ-Джульба, Г—Зеагли, Д—Чиммерли.

III. Границы Сернозаводской зоны разрывных нарушений.

IV. Тектонические нарушения.

V. Контуры Зеагли-Дарвазинского поднятия.

1. Центральная наиболее приподнятая часть Зеагли-Дарвазинского поднятия является и наиболее нарушенной. К этому же участку приурочены газовые, серные залежи и минимальные мощности глинистых малопроницаемых пород, разделяющих газовые и серные залежи.

2. К участкам разрывных нарушений на глубине приурочены неогеновые бугры-останцы на дневной поверхности.

3. Сероносными являются бугры, располагающиеся над разрывными нарушениями и месторождениями газа. Над газовыми залежами, не

разбитыми тектоническими нарушениями, как правило, неогеновые бугры не отмечены (Коюн, Сакар-Чага).

4. Вблизи сероносных бугров имеют распространение глубокие среднеплиоценовые эрозионные врезы.

5. Площадь газоносности является более обширной, чем площадь сероносности.

Как видно из изложенного, газоносность и сероносность центральной части Каракумов имеют пространственную связь. Это свидетельствует о том, что серные залежи, благодаря специфическим условиям разрушения газовых залежей, образовались за счет последних. Однако не каждой газовой залежи на глубине соответствует серная залежь на поверхности. Возможно, что еще не все серные залежи выявлены, особенно в южных, наиболее погруженных участках Центрального Каракумского свода, где неогеновые отложения перекрыты акчагыльскими и четвертичными образованиями. В частности, на Курукской площади при бурении структурных скважин были обнаружены признаки сероносности неогеновых отложений.

Не исключена возможность, что серные залежи будут обнаружены также на южном склоне Туранской плиты в области развития аналогичного среднеплиоценового крупного Ербентского вреза, приуроченного к глубинному разлому, и где есть признаки промышленной газоносности (Модар). Серная залежь в этом случае будет на глубинах 300—500 м и приурочена к бортам вреза.

Таким образом, затронутый вопрос о связи сероносности и газоносности имеет не только теоретический (парагенезис углеводородных газов и серы), но и практический интерес в смысле выявления новых участков сероносности и газоносности, и поэтому требует дальнейшего изучения.

ЛИТЕРАТУРА

Блискавка А. Г., Иванчук П. П., Кубасов И. М. Новые представления о геологической истории восточной части Зеagli-Дарвазинского поднятия в связи с проявлениями гидровулканизма в кайнозойскую эру. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 8, 1966.

Блискавка А. Г., Иванчук П. П., Кубасов И. М. Проявления гидровулканизма на Зеagli-Дарвазинском поднятии и влияние их на сохранность газовых залежей. «Нефтегазовая геология и геофизика», вып. 6, 1966.

Блискавка А. Г., Иванчук П. П., Одаев К. Е., Рубан В. И., Хуснутдинов З. Б. Древние гидрографические сети Каракумской платформы, связанные с многократными выходами мезозойских вод. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 7, 1966.

Блискавка А. Г., Габриэлянц Г. А. О времени и причинах образования разрывных нарушений в центральной части Каракумов. «Изв. АН ТССР», сер. ФТХиГН, № 4, 1963.

ХАРАКТЕРИСТИКА РУДОНОСНОСТИ КУГИТАНГСКОЙ ГОРСТ-АНТИКЛИНАЛИ

Кугитангская горст-антиклиналь входит в Гиссарскую металло-генную подзону южной зоны Тянь-Шаня (Карпова, 1958), которая оформилась в условиях краевого прогиба герцинской Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали.

В районе установлено три структурно-литологических яруса: докембрийский (?), палеозойский и мезо-кайнозойский. Первый ярус выделен по отсутствию отложений силура и девона, что, несомненно, свидетельствует о проявлении каледонского орогенеза. Однако установить формы этого проявления по полевым наблюдениям не удалось. Поэтому практически следует говорить о двух структурно-литологических этапах: дотриасовом и мезо-кайнозойском.

По условиям образования месторождения Кугитанга разделяются на пегматоидные (флюорит-редкометальная формация), контактово-метасоматические, (скарново-железорудная, скарново-полиметаллическая и вольфрам-молибденовая формации) и гидротермальные (кварц-полиметаллическая, барит-флюорито-полиметаллическая; карбонат-барито-полиметаллическая и барит-флюоритовая формации). Первые два типа по времени образования относятся к верхнепалеозойской металлогенической эпохе, последний — к альпийской.

Представителем пегматоидных месторождений на Кугитанге является рудопоявление «Пегматитовый шток», расположенное на левом борту сая Союзный и приуроченное к апикальной части контакта аплитовидных лейкократовых гранитов с докембрийскими (?) кварцево-слюдистыми сланцами. Лейкократовые граниты представляют собой краевую фацию щелочных гранитов Большой Кугитангской интрузии и состоят из мелкозернистых флюоритизированных (с бериллом) и окварцованных гранитов со шлировыми выделениями пегматита. Граниты содержат концентрации циркона, молибдена и вольфрама. Морфология рудных тел и промышленное значение их не установлены.

Контактово-метасоматические месторождения представлены тремя формациями: скарново-железорудной (Чуян-Кан и западная часть Зак-Кана), скарново-полиметаллической (Зак-Кан) и редко-металльной (Чуян-Кан).

Месторождение Чуян-Кан расположено в верховьях сая Майчалы на южном крыле одноименной палеозойской синклинали, сложенной докембрийскими (?) и нижнекарбонowymi отложениями. Южная и восточная части складки прорваны гранитной интрузией; северная и западная части перекрыты покровом мезозойских отложений. Оруденение приурочено к маломощной (30 м) пачке карбонатно-глинистых пород

нижнего карбона, так называемой «продуктивной толще». Скарново-железородные тела концентрируются в нижней части карбонатно-глинистых пород и отчетливо прослеживаются по ветвящейся серии древних горных выработок. Скарновая минерализация представлена гранатом и пироксеном. Рудные минералы — магнетит, почти нацело замещенный гематитом, гетит и гидрогетит. В незначительных количествах установлены пирит, халькопирит, сидерит и пирротин. К скарново-железородным телам приурочены повышенные содержания (до 1,3%) олова, связанного, по-видимому, изоморфно с минералами железа. Собственных минералов олова на месторождении не установлено.

Вольфрам-молибденовая минерализация концентрируется висячем боку «продуктивной толщи» и приурочена к ее окварцеванным участкам. Рудные минералы представлены шеелитом, вольфрамитом и молибденом; промышленных содержаний достигает лишь вольфрам. Вольфрамовое рудное тело прослежено горными выработками по простиранию на 125 м.

Месторождение Зак-Кан расположено в верховьях сая Кемпир-Тюбе и приурочено к северному крылу Кемпиртюбинской антиклинали, сложенному нижекарбовыми отложениями. Северо-восточная часть крыла уничтожена гранитной интрузией. Почти по простиранию крыла прослежен верхнепалеозойский Закканский разлом, омоложенный в позднеальпийское время. Скарново-железородное оруденение, как и на Чули-Кане, приурочено к «продуктивной толще», и сконцентрировано в северо-западной части месторождения. Результатами опробования в «продуктивной толще» Зак-Кана установлены содержания олова, вольфрама и молибдена. Скарново-полиметаллическое оруденение локализуется в мраморизованных известняках нижнего карбона. Оруденение приурочено к неправильным телам скарнов, развитым в юго-западном блоке Закканского разлома. Скарновые тела сложены гранатом, пироксеном, амфиболом, эпидотом, кварцем. Рудная минерализация — галенит, сфалерит, халькопирит, магнетит. Полиметаллическая минерализация в скарнах имеет палеозойский возраст, так как по левому борту сая Кемпир-Тюбе в гравелитах лейаса установлено наличие окатанной галенитовой гальки, происхождение которой можно объяснить лишь размывом расположенных вблизи скарново-полиметаллических тел Зак-Кана.

На месторождении установлена свинцово-цинковая минерализация альпийского возраста, приуроченная к кварцевой жиле, рассекающей нижнеюрские конгломераты и песчаники (участок Кургашин-Кан). Кварцевая галенитосодержащая жила контролируется Закканским разломом и прослежена на расстоянии около 600 м. Мощность жилы непостоянна и колеблется от нескольких сантиметров до полуметра. В жиле установлены галенит, сфалерит и халькопирит. Наиболее минерализованная часть жилы с крупными неравномерными вкраплениями, прожилками и гнездами галенита прослежена на левом борту сая Малый Зак-Кан, где она непосредственно примыкает к скарново-полиметаллическим рудным телам. Рудное тело прослежено на 120 м. Свинцово-цинковые руды содержат повышенные (до сотых долей процента) концентрации кадмия.

Гидротермальные месторождения Кугитангской горст-антиклинали являются наиболее промышленноценными объектами. Они представлены четырьмя формациями: кварц-полиметаллической (галенитосодержащая жила Зак-Кана), барито-флюорито-полиметаллической, нередко с кварцем (Шержант, Янги-Кан), карбонат-барито-полиметаллической (Таза-Чарва, Майдан-Шах, Кара-Агач, Базар-Тюбе и другие

рудопроявления западного склона (Кугитанга) и барит-флюоритовой (Звенящее).

Краткая характеристика кварц-полиметаллической минерализации уже приведена при описании месторождения Зак-Кан. Следует лишь добавить, что по простиранию Закканского разлома в западном направлении в мальмских известняках характер минерализации изменяется на карбонат-барито-полиметаллический (рудопроявление Мерген-Котан).

Барито-флюорито-полиметаллическая минерализация (часто в ассоциации с кварцем) установлена на участках Шержант и Янги-Кан.

Рудопроявление Шержант расположено на левом борту одноименного сая, на северном крыле крупной синклинали, и приурочено к зонам дробления в роговиках нижнего карбона. Зоны дробления развиты по альпийской Сувтугарской зоне разлома и серии параллельных и оперяющих трещин и представлены тектоническими брекчиями роговиков и ороговикованных песчаников мощностью до 15—20 м, сцементированных баритом, кварцем, флюоритом. К трещинам приурочиваются также жилы барита с флюоритом и кварца. Жилы очень неустойчивы по простиранию и падению. Мощность их колеблется от 2—3 см до 0,6 м. По простиранию они прослеживаются на 20—30 м.

Полиметаллическая минерализация представлена галенитом, сфалеритом, реже пиритом, совсем редко халькопиритом. В кварцевых жилах преобладает галенит, в барит-флюоритовых концентрации галенита и сфалерита примерно одинаковы. Сульфиды образуют мелкую неравномерную вкрапленность, реже — прожилки и мелкие гнезда.

Рудопроявление Янги-Кан расположено на водоразделе саев Майчалы и Саук-Булак в восточной блоке Центрального разлома. Здесь в гранитах краевой фации и кварцево-сланцевых сланцах докембрия (?) прослеживается серия субширотных кварц-флюоритовых жил с сульфидами. Мощность жил 0,3—0,8 м, протяженность 20—30 м. Южная жила — барит-флюоритовая. Рудная минерализация — галенит, халькопирит, сфалерит, пирит — образует мелкую вкрапленность и ветвящиеся прожилки в жильной массе.

Незначительное площадное развитие жил, низкие концентрации рудных компонентов, отсутствие более благоприятных условий для локализации руд ниже по разрезу позволяют считать рудопроявление бесперспективным.

Карбонат-барито-полиметаллическая формация руд обособляется пространственно и развита на западном крыле Кугитангской горст-антиклинали в мальмских известняках. Здесь установлено четыре месторождения (Кугитангское с участками Таза-Чарва и Майдан-Шах, Караагачское, Базартюбинское, Мергенкотанское) и ряд рудопроявлений.

Общими характерными чертами для всех месторождений и рудопроявлений этой формации являются: трещинно-жильный характер рудных тел, интенсивное окисление первичных рудных масс и однородный минералогический состав руд.

Рудные тела, приурочиваясь к зонам разрывных нарушений, размещаются в известняках аммонитового, пелелиподового, псевдоконгломератового и рифового горизонтов. Верхней границей рудных тел является контакт рифового и надрифового горизонтов. Максимум оруденения приурочен к нижней части известняков рифового и верхней части известняков псевдоконгломератового горизонтов. Здесь же наблюдается большое разнообразие морфологии рудных тел, вплоть до пластовых залежей. Ниже по разрезу рудные тела имеют простой трещинный облик.

Размеры рудных тел варьируют в широких пределах: от 0,5 до 10 м по мощности и от 20 до 700 м по простираению. Вертикальный размах оруденения на различных месторождениях определяется морфологией рудовмещающего разлома и составляет на Кугитангском месторождении 180 м, на Базартюбинском — 300 м.

Контакты рудных тел с вмещающими известняками в верхней части распылчаты, в нижней части — достаточно резкие.

Минеральный состав первичных руд не сложен. Это пирит, сфалерит, галенит, киноварь, доломит, барит, кальцит, сидерит, онкерит, кварц. Руды на 90% окислены, в результате появились новые минералы, гематит, гетит, их гидраты и ярозиты, каламин, смитсонит, церуссит, англезит, плюмбоярозит. Основную массу промышленных руд составляют гидроокислы железа, церуссит и барит.

Поисково-разведочные работы, проведенные на западном крыле Кугитангской горст-антиклинали, с достаточной убедительностью свидетельствуют о незначительной их эффективности в связи с общим скрытым характером проявления оруденения. Поисковое обследование зон разломов в процессе проведения геологических съемок разных масштабов без значительных объемов горно-буровых работ привело по сути лишь к фиксации местоположения разломов и описанию гидротермальной деятельности. Как правило, следы гидротермальной деятельности на водораздельных частях между саями по зонам нарушений в известняках надрифового горизонта визуально проявляются и фиксируются чрезвычайно слабо. В саях же наиболее интересные участки зон в известняках рифового и псевдоконгломератового горизонтов очень труднодоступны. Циркуляция поверхностных вод по зонам нарушений способствует окислению и выносу рудного вещества с поверхности, что в свою очередь усложняет оценку рудоносности зон нарушений. Однако общие благоприятные факторы для рудообразования остаются, а следовательно, остаются и благоприятные предпосылки для дальнейшего проведения поисковых работ. К ним относятся наличие промышленных рудных залежей (Кугитангское и Базартюбинское месторождения, древние выработки), мощная толща известняков, благоприятная для рудоотложения, и многочисленные разрывные нарушения глубокого заложения, следы значительной гидротермальной деятельности по площади (баритовые и кальцитовые жилы с рудной минерализацией) и т.д.

Дальнейшее продолжение поисковых работ можно вести в двух направлениях:

1. Серьезное, последовательное, вне зависимости от первых результатов, опосредованное при помощи значительных объемов горно-буровых работ по определенной сетке наиболее интересных и перспективных зон нарушений, таких, как Караагачская, (к югу от саяв Кара-Агач и Айри-Дара), Кошэмчакская, Майданская, Гавдаринская и ряд других. Это потребует в условиях горного бездорожья значительных средств и времени, что, по-видимому, нецелесообразно.

2. Проведение геофизических, геохимических и структурных исследований по перспективным зонам и разведка обнаруженных аномалий.

Как показали опытно-методические работы по рудной геофизике на Кугитанге (М. Курбанов, С. Рябоконенко, 1963 г.), комплекс геофизических методов разведки позволяет достаточно уверенно устанавливать аномалии, связанные с рудными телами. Высокоточными гравиметрическими исследованиями установлено, что зонам разлома соответствуют на графиках аномалий силы тяжести отрицательные аномалии, связанные, видимо, с эффектом разуплотнения масс в тектонически нарушенных участках. Над рудными телами глубокие минимумы измене-

ния силы тяжести осложняются слабыми локальными максимумами. Электроразведочными работами методом заряженного тела доказано, что рудные тела отмечаются нулевыми значениями градиента потенциала, переходом от максимально положительных значений к минимально отрицательным.

Эффективность геохимических и структурных исследований по поискам слепого оруденения доказана работами автора 1963—1964 гг.

В результате обобщения материалов и на основе прогнозно-металлогенических исследований на западном крыле Кугитангской горст-антиклинали выделяются следующие перспективные площади:

1. Участки, где возможен прирост запасов. К ним отнесен южный фланг Базартюбинского месторождения.

2. Участки с наличием признаков оруденения, где рекомендуется постановка поисковых горно-буровых работ. К ним относятся в первую очередь район рудопоявления Кош-Эмчак по одноименной зоне, рудопоявление Дарай-Дара по Майданшахской зоне, Северная и Южная Гав-Дара по Гавдаринской зоне и некоторые другие.

3. Участки благоприятных структур, где рекомендуется проведение поисковых (геофизических и геохимических) работ. Это Западная, Айрибабинская, Дарайдаринская, Сувтугарская зоны, Караагачская зона между саями Кара-Агач и Майдан-Шах и ряд других участков.

На восточном крыле необходимо продолжать работы по промышленной оценке вольфрам-молибденовой минерализации Чуян-Кана и прилегающих площадей.

Нет сомнения, что дальнейшее продолжение геолого-поисковых работ на Кугитанге приведет к открытию ряда месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Карлова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. «Сов. геол.», 1958, № 8.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ФОСФОРИТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ТУРКМЕНИСТАНА

Проведенные за последние десять лет комплексные геологические исследования осадочных отложений Туркменистана (государственная съемка, литолого-стратиграфические работы, составление фациальных карт и опорных разрезов) попутно затронули и внесли много нового в стратиграфическую приуроченность фосфоритовых залежей. Они приурочены к меловым, палеогеновым и частично неогеновым отложениям.

Среди меловых формаций большинство фосфоритоносных горизонтов приурочено к апт-альбским, сеноманским и туронским отложениям.

Аптские фосфориты имеют ограниченное распространение и представлены четырьмя фосфоритовыми горизонтами. Они развиты в западной и центральной частях Туркменистана.

Самый нижний фосфоритовый горизонт приурочен к зоне *Deshayesi deshayesi* и имеет весьма ограниченное распространение. В северной части Туаркыра, вблизи колодца Бабаши, горизонт представлен толщей кварцево-глауконитового песчаника, переполненного галькой песчанистого фосфорита и фосфатизированными ядрами фаун. На западном склоне Казанджикского Кюрен-Дага фосфоритовая залежь представлена фосфоритовой галькой и фосфатизированными ядрами аммонитов.

Более широкое распространение имеет фосфоритовый горизонт, приуроченный к верхней части нижнего апта — зоне *Dufrenoyi furcata*. В районе Куба-Дага (рис. 1) он представлен фосфоритовой галькой, фосфатизированными и окатанными ядрами аммонитов и двустворок. Мощность горизонта равна 0,5 м. На западных склонах горной гряды Текеджик он представлен прослоями черно-зеленых фосфоритов, переполненных фосфатизированными ядрами фаун. В северной части района горизонт обнажается вблизи колодца Бабаши. В районе Копет-Дага и Малого Балхана горизонт описываемой зоны представлен алевроитопесчанистой толщей, в основании которой развит слой с окатанной фосфоритовой галькой.

Фосфоритовые залежи верхнеаптского возраста представлены двумя фосфоритовыми горизонтами, которые приурочены к зоне *Rafanog-lites melchioris*. Нижний фосфоритовый горизонт менее распространен. В западной части Туркменистана оба эти горизонта обнажаются в районе горной цепи Коша-Сейра-Парсух (Огланлинская гряда). Нижний из них (рис. 1) представлен фосфоритовой галькой, которая входит в состав базального конгломерата и лежит в основании толщи серовато-желтого песчаника. Верхний слой в районе Восточного Прикарабогазья представлен также двумя прослоями фосфоритовых желваков, залегающих в толще песчаников.

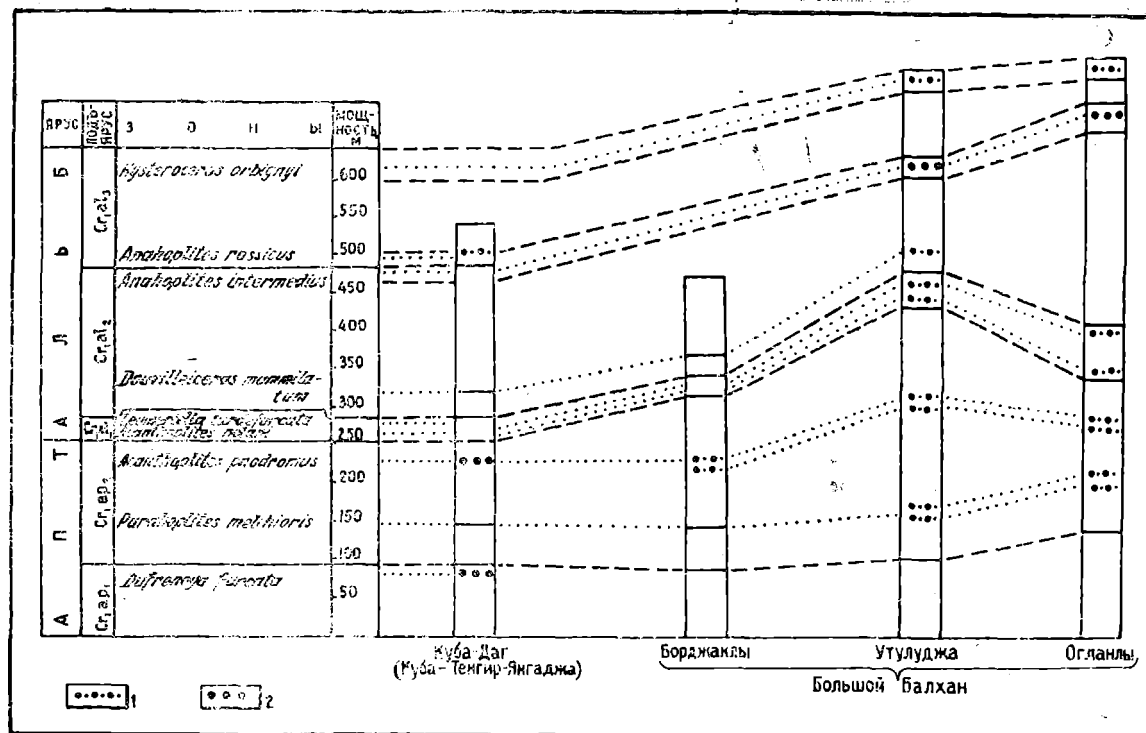


Рис. 1. Схема стратиграфической приуроченности фосфоритовых горизонтов Кrasноводско-Балханского фосфоритоносного района (по материалам Т. Н. Богдановой и Э. Д. Яхинна, 1964 г.): 1—фосфоритовый песчанник (гравий, галка, фосфатные зерна); 2—фосфоритовые желваки и конкреции.

В южной части Красноводского полуострова описываемая фосфоритовая залежь развита в пределах Куба-Дага (рис. 1), где она представлена фосфоритовыми желваками. Залежь хорошо выражена и прослеживается в восточном направлении. В районе Большого Балхана (родник Борджоклы) она представлена двумя фосфоритовыми слоями, в районе Малого Балхана — прослоем фосфоритизированных ядер моллюсков мощностью в несколько сантиметров.

Альбские фосфориты имеют самое значительное распространение среди меловых отложений и развиты на южном побережье Красноводского полуострова, в Восточном Прикарабогазье и Копет-Даге, Бадхызе и Гаурдак-Кугитангском районе.

Среди нижнеальбских отложений развито два фосфоритовых горизонта. Нижний из них приурочен к зоне *Acanthophrates polani* и имеет весьма ограниченное распространение.

Фосфоритовый горизонт этой зоны развит в районе Огланлинской гряды (залежь Утлуджи-Огланлы) западной части Туркменистана и представлен однородной толщей песчаников, содержащих конкреции и скопления фосфоритового гравия (рис. 1). В северо-западной части Туркменистана он развит на северо-восточном крыле Туаркырской антиклинали (залежи колодцев Друнгра и Туар) и представлен скоплением фосфоритового гравия и желваков в толще рыхлых песчаников мощностью до 2,5 м (рис. 2). Кроме того, описываемый горизонт прослеживается в районе колодца Бабаши, где фосфоритовый слой мощностью 0,3—0,5 м залегает на толще глин и песчаников.

Второй фосфоритовый горизонт нижнеальбского возраста приурочен к зоне *Levmeriella tardefurcata* и развит в районе Огланлинской гряды (рис. 1). Представлен он скоплением фосфоритовой гальки зеленого цвета, приуроченной к пласту песчаника. В районе Восточного Прикарабогазья этот горизонт представлен гальками фосфоритизированных ядер фаун, которые залегают в толще конгломерата. Фосфоритовые горизонты развиты как в южной части (рис. 2) фосфоритоносного района (Текеджик и Аулджемир), так и центральной (овраг Умок-Дере и колодец Туар). На территории Копет-Дага этот горизонт плохо выражен и обнажается только в районе Гяурсагского (фосфоритового участка (Айзенберг, 1942)). Залежь представлена галькой и желваками, которые спорадически рассеяны в песчанике зеленовато-серого цвета.

Более широкое распространение фосфоритовых залежей Туркменистана приурочено к отложениям среднего альба. Фосфоритовые горизонты имеют обширные площадные распространения, а залежи по своему характеру часто представлены конгломерато-гравелитами. Среди этих отложений встречаются отдельные участки, перспективные на поиски пластовых фосфоритов. Среднеальбские фосфоритовые залежи имеют широкое распространение в западной части Туркменистана (северо-западная часть Красноводского полуострова, Восточное Прикарабогазье и Западный Копет-Даг). На этой обширной площади фосфоритовые залежи представлены тремя фосфоритовыми горизонтами.

Нижний фосфоритовый горизонт, приуроченный к зоне *Douvillensis mammillatum*, обнажается в районе Огланлинской гряды (рис. 1) и представлен скоплением фосфоритовой гальки в толще песчаника мощностью до 4 м. В северном направлении фосфоритовая залежь прослеживается в пределах Восточного Прикарабогазья. В южной части района (Кемальская впадина) прослеживаются прослои фосфоритовых конгломерато-гравелитов. Далее фосфоритовый горизонт обнажается на юго-западном и северо-восточном крыльях Туаркырской антиклинали. Таким образом, фосфоритовый горизонт обнажается в

следующих местах: колодцы Кемаль и Аулджемир, овраги Умок-Дере и Текеджик (рис. 2). На территории Копет-Дага фосфоритовая залежь развита только в районе Западного Копет-Дага, на южном склоне горы Ереуш. Фосфоритовый горизонт представлен фосфатизированными обломками ядер аммонитов. Мощность горизонта 0,1—0,15 м.

Средний фосфоритовый горизонт среднеальбского возраста приурочен к зоне *Noplites dentatus*. Среди альбских отложений с этой зоной связано обильное развитие фосфоритовых залежей. Они широко распространены в Восточном Прикарабогазье (рис. 2) и представлены то гравием и желваками, то конгломерато-гравелитами, как в южной части фосфоритоносного района (южнее колодца Кемаль), так и на севере (западные и восточные склоны гряды Исары-Баба). В Западном Копет-Даге в районе горы Ереуш залежи описываемой зоны представлены двумя горизонтами фосфоритов, приуроченными к двум пластам песчаников. Описываемая фосфоритовая залежь перспективна для поисков пластовых месторождений фосфоритов.

Верхняя фосфоритоносная залежь среднеальбского возраста приурочена к зоне *Anahoplites rossicus*. Аналогично вышеописанной зоне в последней также встречаются фосфоритовые конгломерато-гравелиты и отдельные скопления фосфоритовых желваков. В западной части Туркменистана фосфоритовый горизонт описываемой зоны встречается в районе Оглаплинской гряды (рис. 1), где выражен скоплением темных фосфоритовых желваков в толще алевроитов мощностью 12 м. В районе Восточного Прикарабогазья описываемый фосфоритовый горизонт имеет обширное распространение и часто представлен фосфоритовыми гравелитами и косослоистыми фосфорито-глауконитовыми песчаниками (рис. 2). Фосфоритовые горизонты прослеживаются как в южной (южные склоны гряд Ак-Кыр и Текеджик), так и в центральной части района (овраг Умок-Дере и колодец Туар). На южном склоне гряды Ак-Кыр развит глауконито-фосфоритовый песчаник, а в северной части, на западном склоне гряды Исары-Баба, а также в районе колодца Коймат наблюдается развитие конгломерато-гравелитов. На территории Копет-Дага фосфоритовый горизонт описываемой зоны имеет ограниченное площадное распространение. В толще кварцево-мелкозернистого, рыхлого песчаника, слагающего южные и северные крылья Сумбарской синклинали (рис. 3), описываемый горизонт выражен зернистыми фосфоритами. Особенно полное развитие фосфоритовых горизонтов наблюдается на южном крыле складки, где они достигают мощности до 0,7 м и образуют отдельно залежи фосфоритов (Кичин-Баки, Чохрок и Арпаклен).

Самое значительное скопление фосфоритовых залежей Туркменистана приурочено к отложениям верхнего альба, представленного в основном песчано-алевритовой толщей с горизонтами конкреций и фосфоритов. Верхнеальбские отложения перспективны для поисков пластовых фосфоритовых залежей.

Начиная от южного побережья Красноводского полуострова (Куба-Даг) верхнеальбские фосфориты прослеживаются широкой полосой в районе Восточного Прикарабогазья, захватывают горные массивы Копет-Дага от долины Сумбар до самых восточных отрогов Восточного Копет-Дага.

К верхнеальбским отложениям, по-видимому, относятся фосфоритовые горизонты, которые прослеживаются в районе Горного Бадхыза

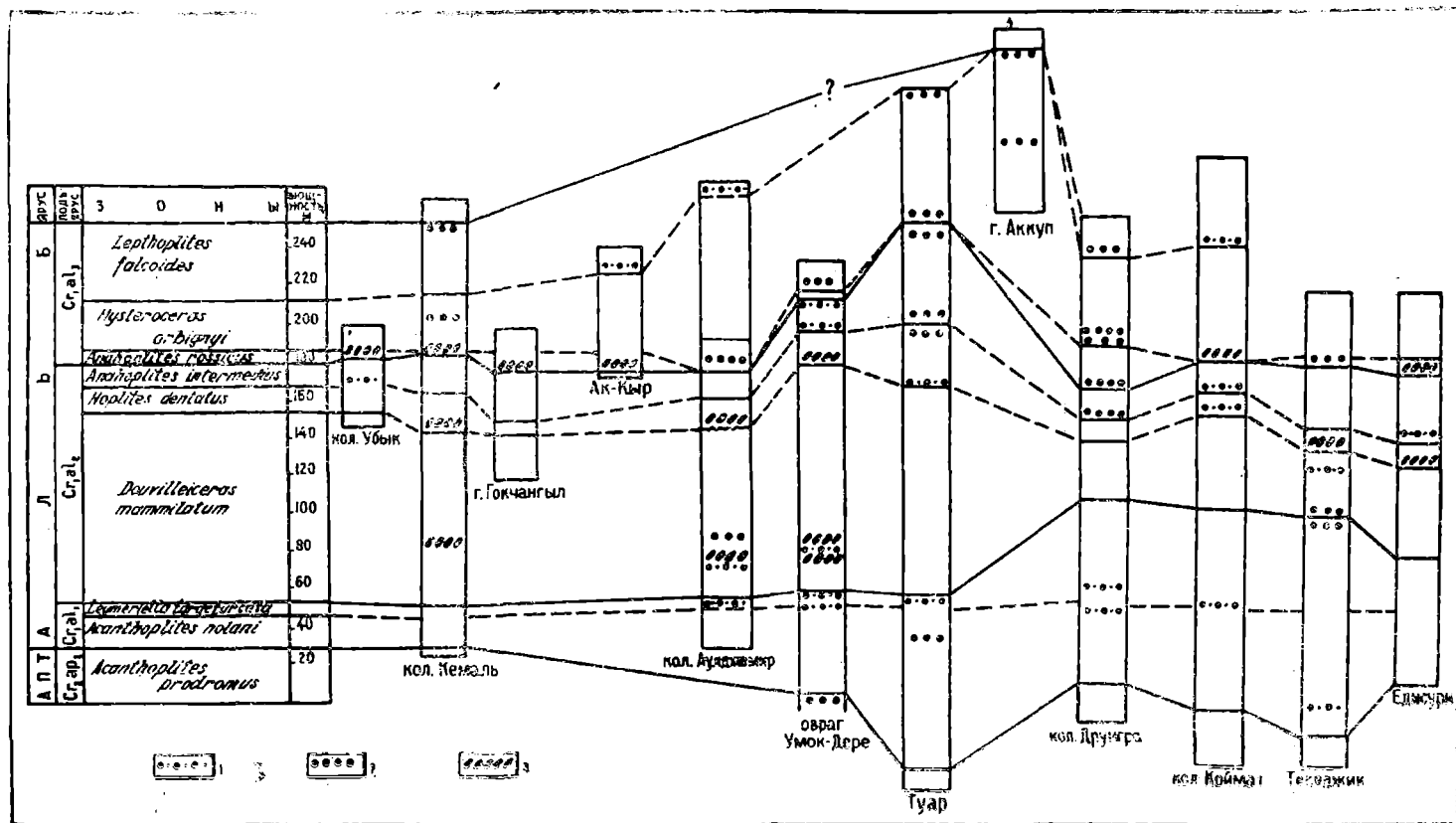


Рис. 2. Схема стратиграфической приуроченности фосфоритовых горизонтов Восточно-Прикарабагазского фосфоритного района (по материалам Т. Н. Богдановой, Э. Д. Яхина, 1964 г.):

1—фосфоритовый песчаник (гравий, галька, фосфатные зерна); 2—фосфоритовые желваки и конкреции; 3—конгломерато-гравелиты

и в самой восточной части Туркменистана, в районе Кугитанга (Кокмнярский купол). На всем этом громадном пространстве фосфоритовые залежи представлены четырьмя фосфоритовыми горизонтами.

Нижний фосфоритовый горизонт приурочен к зоне *Anaploplites rosensis*. На южном побережье Красноводского полуострова (рис. 1) он представлен рассеянным фосфоритовым гравием в толще песчаника.

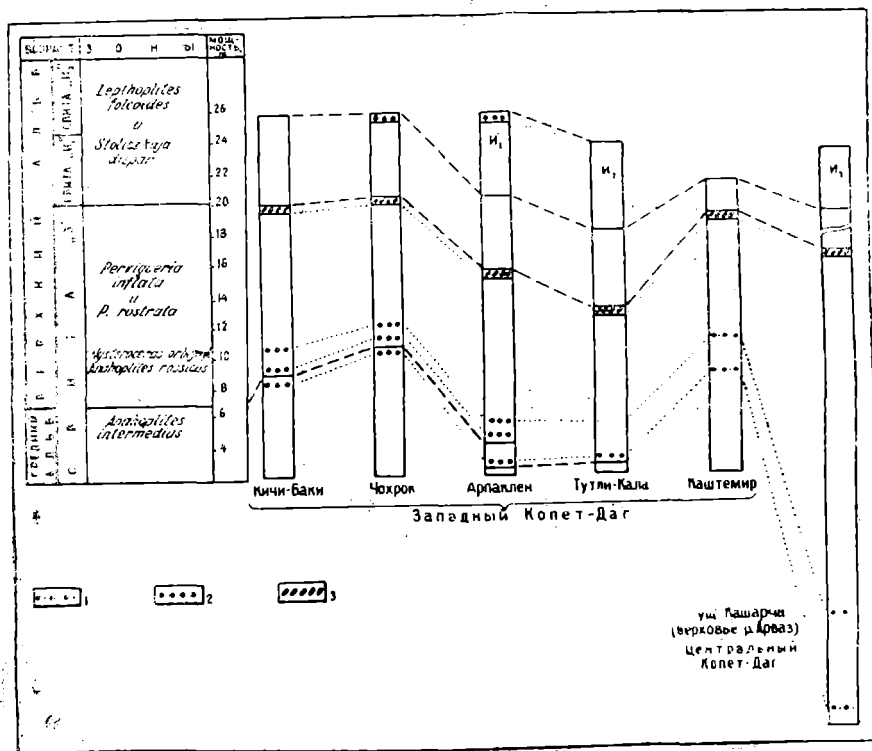


Рис. 3. Схема стратиграфической приуроченности фосфоритовых горизонтов Западного Копет-Дага (по материалам Ю. Б. Айзенберг, 1945 г. и А. А. Атабекяна, 1965 г.):

1—фосфоритовый песчаник (гравий, галька и фосфатные зерна); 2—фосфоритовые желваки и конкреции; 3—конгломерато-гравелиты.

В пределах Восточного Прикарабагазя описываемый горизонт размыт и сохранился только в южной части фосфоритоносного района (колодцы Убык, Едисури), а также к северо-востоку от гряды Коймат-Даг (рис. 2). Горизонт представлен пластом фосфоритового гравелита, лежащего со следами размыва на подстилающих отложениях. На территории Копет-Дага описываемый горизонт развит в Южно-Сумбарском фосфоритоносном участке, образуя залежи Кичин-Баки, Чохрок и Арпаклен (рис. 3). Мощность фосфоритового горизонта колеблется от 0,5 до 0,7 м. В других местах фосфоритовая залежь не встречается, она, по-видимому, размыта и обнажается только в самой восточной части Восточного Копет-Дага, где образует две залежи фосфоритов (поселок Арчиньян и щель Сходная). Фосфоритовый горизонт представлен фосфоритовой галькой и фосфоритизированной ракушкой. Они залегают в толще глауконитового песчаника. Мощность фосфоритового горизонта колеблется от 0,6 до 0,7 м.

Средний фосфоритовый горизонт верхнеальбского возраста, приуроченный к зоне *Hysterocegas orbigny*, также имеет широкое распространение. В западной части Туркменистана он обнажается в районе горной цепи Коша-Сейра-Парсух (Огланлинская гряда) и представлен слоем фосфоритового конгломерата, который прикрывается пластом песчаника, переполненного фосфоритовым гравием (рис. 1).

В северном направлении описываемый горизонт имеет широкое распространение на территории Восточного Прикарабагазья и встречается во всех фосфоритовых залежах. Почти на всей площади района он начинается базальным фосфоритовым слоем и покрывается массивным песчаником желтовато-серого цвета с многочисленными конкрециями и пластами фосфоритовых гравелитов (рис. 2).

На территории Копет-Дага описываемый горизонт имеет ограниченное распространение и представлен глауконитовым песчаником с фосфатным цементом и конкрециями (рис. 3). В пределах Сумбарской синклинали он образует фосфоритовые залежи в Северо-Сумбарском (Коштемйрская, р. Ай-Дере) и Южно-Сумбарском (Чохрок, Арпаклен) фосфоритоносных участках. Залежь представлена отдельными фосфоритовыми стяжениями, развитыми в толще зеленовато-серого песчаника. Мощность фосфоритового горизонта значительна и колеблется от 0,5 до 1,0 м (например, Коштемйр).

На южном склоне Казанджикского Кюрен-Дага (родник Ерджери) фосфоритовый горизонт этой зоны представлен песчаником глауконитовым с фосфатным цементом и фосфатными конкрециями. Фосфоритовый горизонт перспективный на поиски пластовых фосфоритовых залежей.

Третий фосфоритовый горизонт верхнеальбского возраста, приуроченный к зоне *Pervinqueria inflata* и *P. rostrata*, распространен только на территории Копет-Дага, где фосфоритовые слои прослеживаются от долины Сумбар до Гяурсдагского хребта. В районе Западного Копет-Дага фосфоритовый горизонт описываемой зоны распространен в Сумбарской синклинали, где он образует два фосфоритоносных участка — Северо-Сумбарский и Южно-Сумбарский. На последнем участке описываемый горизонт имеет широкое распространение (рис. 3) и прослежен в трех залежах фосфоритов (Кичин-Баки, Чохрок и Арпаклен). Мощность залежи достигает 0,8 м.

В районе Центрального Копет-Дага фосфоритовый горизонт этой зоны имеет незначительное развитие в Арвазском (залежь Кошарча) и Скобелевском (залежь Дешекли) фосфоритовых участках. Горизонт представляет собой конгломерат, в котором встречается как песчаная, так и фосфоритовая галька. Мощность фосфоритового горизонта достигает одного метра.

На самой восточной окраине Центрального Копет-Дага фосфоритовый горизонт описываемой зоны развит на Гяурсдагском участке (рис. 4), где он хорошо выражен в залеже Карагауданской и представлен слоем фосфоритовых желваков, мощность которых колеблется от 0,25 до 0,6 м (Айзенберг, 1942).

Завершаются фосфоритовые залежи верхнего альба фосфоритовыми горизонтами, приуроченными к слоям зоны *Lepthoplites falcoides* и *Stoliczkaja dispar*.

На территории Восточного Прикарабагазья фосфоритовые горизонты описываемой зоны имеют весьма ограниченное развитие в пределах южной и центральной частей района. В южной части фосфоритовый горизонт развит в Аккырском фосфоритоносном участке (залежь колодцев Аулджемир и Кемаль) и представлен пачкой зеленовато-

серых песчаников, которые содержат редкие фосфоритовые гальки (рис. 2). В центральной части района фосфоритовые горизонты верхнеальба развиты в Туаркырском фосфоритоносном участке, где образуют три фосфоритовые залежи: Акколь, Друнгра и Туар (Соколов, 1958). Все эти залежи развиты в пачке зеленовато-серых песчаников и представлены двумя пластами фосфоритовых конгломератов, состоящих из фосфоритовых желваков и окатанных обломков фаун и древесины.

Фосфоритовые горизонты верхнеальбского возраста Каращорского фосфоритоносного участка, представленные мелкими фосфоритовыми желваками в прослоях рыхлого песчаника, по-видимому, также приурочены к самым верхам альбских отложений.

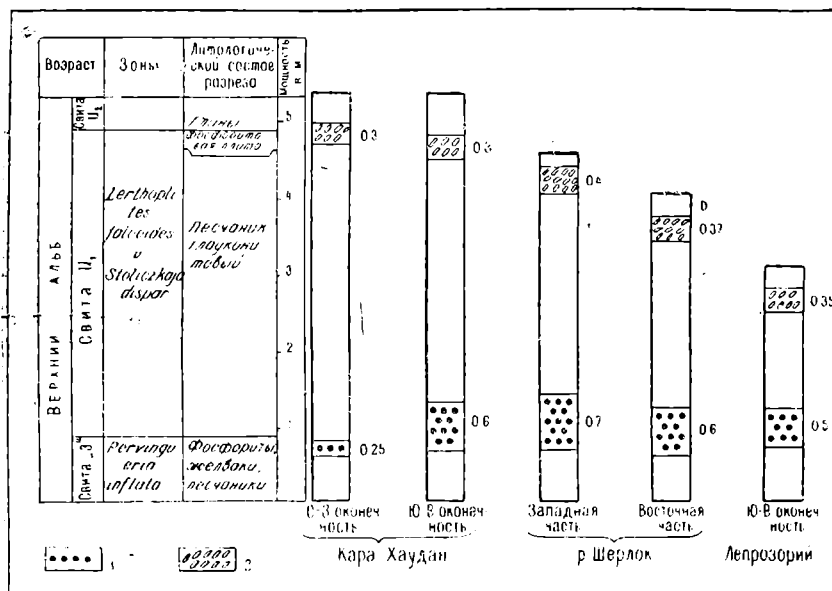


Рис. 4. Схема стратиграфической приуроченности фосфоритовых горизонтов Гяурсдагского фосфоритоносного района (по материалам Ю. А. Айзенберга, 1945 г.):

1—фосфоритовые желваки и конкреции; 2—конгломерато-гравелиты.

На территории Копет-Дага фосфоритовые горизонты, приуроченные к зоне *Stoliczkaia dispar*, имеют большое площадное распространение. По данным А. А. Атабекяна (1961), фосфоритовая залежь прослеживается выдержанной полосой и представлена двумя фосфоритовыми слоями. Они распространены (рис. 3) в южной части Западного Копет-Дага (Сумбарская синклинали, Сюнт-Хасардагский и Куну-Зундагский хребты), на южном крыле Передовой антиклинали Западного Копет-Дага, Данатинского Кюрен-Дага и в восточной части Центрального Копет-Дага (южный склон Гяурской антиклинали).

Фосфоритопоявление верхнеальбского возраста, развитое в районе Горного Бадхыза, по-видимому, также относится к описываемой фосфоритоносной зоне. Оно представлено фосфоритовыми стяжениями, приуроченными к толще известковых галек. По всей вероятности, к этой же зоне относится и фосфоритопоявление верхнеальбского возраста, развитое в Гаурдак-Кугитангском фосфоритоносном районе (Кокмияр-

ский фосфоритоносный участок), которое представлено прослоем фосфоритовых конкреций в толще аргиллита серого цвета.

Верхнемеловые фосфориты имеют довольно широкое распространение во всех фосфоритоносных районах Туркменистана и приурочены к сеноманскому, туронскому, коньякскому и сенонскому ярусам. Сеноманские фосфоритовые залежи имеют самое значительное распространение среди верхнемеловых.

В пределах Восточного Прикарабозья сеноманские фосфориты представлены тремя-четырьмя фосфоритовыми слоями, сложенными фосфоритизированными песчанистыми гальками и ядрами моллюсков. Фосфоритовые слои имеют небольшую мощность (от 0,1 до 0,5 м) залегают в толще массивных и тонкослоистых рыхлых песчаников и песков.

Отдельные фосфоритовые горизонты приурочены к возрастным границам (граница верхнего альба и сеномана, а также нижнего и верхнего сеномана). Большинство фосфоритовых горизонтов приурочено к верхнесеноманским отложениям. В районе Восточного Прикарабозья сеноманские фосфориты обнажаются на Аккырском фосфоритоносном участке (залежи Учкасын, Караул-Кыр, залежи юго-западного побережья залива Кара-Богаз-Гол), на участке гряды Исары-Баба (залежь Аккул), Туаркырском (залежь Акколь), участке Коймат-Даг (залежь колодца Коймат), а также в обрывах впадин Кара-Шор и Кумсебшен. Мощность фосфоритового горизонта колеблется в пределах от 0,3 до 0,5 м.

Сеноманские фосфоритовые горизонты Копет-Дага благодаря литолого-стратиграфическим работам А. А. Атабекяна (1961) имеют зональную стратиграфическую привязку.

В отложениях нижнего сеномана фосфоритовый горизонт, приуроченный к зоне *Neohibolites ulticus*, обнажается только в районе Скобелевской синклинали (залежь речки Секиз-Яб), где он представлен мелкими (от 0,5 до 1 см) фосфоритовыми гальками.

Среди отложений верхнего сеномана фосфоритовые горизонты на территории Копет-Дага имеют более широкое распространение и приурочены к зоне *Acanthoplites rhotomagensis*. Они обнажаются в Кюрендагском фосфоритоносном участке (залежи Барсли, Канав-Чай и Узун-Су), в Арвазском (залежь реки Кесы), а также в районе хребта Сунгу-Даг. Горизонт представлен фосфоритовыми желваками и фосфатизированными ядрами фаун, которые залегают в толще зеленовато-серых песчаников.

В юго-восточной части Туркменистана фосфоритовый горизонт сеноманского возраста встречается в Бадхызском фосфоритоносном районе (Рахматурская залежь) и представляет собой участки, обогащенные темно-бурыми фосфоритовыми стяжениями.

В Питнякском фосфоритоносном районе песчано-фосфоритовый горизонт обнажается в ядре Султансанджарской антиклинали, сложенной плотными серовато-зелеными песчаниками.

Туронские фосфоритовые залежи имеют широкое площадное распространение и развиты почти во всех фосфоритоносных районах, где они приурочены преимущественно к нижнетуронским осадкам зоны *Inoceramus labiatus*.

На южном побережье Красноводского полуострова обнажается фосфоритовая залежь Кара-Тенгир, представленная мелкими фосфоритовыми желваками в массе мергелистых песчаников. Этот горизонт прослеживается в северо-восточном направлении, образуя залежь Борджоклы и скопление мелких фосфоритовых желваков в районе Коша-Сейра-Парсух.

На территории Восточного Прикарабагазья фосфоритовые горизонты нижнетуронского возраста развиты по южному и юго-восточному побережью залива Кара-Богаз-Гол, вдоль обрывов верхнемеловых гряд Аккыр, Исары-Баба, Бегендзали и Коймат-Даг. В самом южном фосфоритоносном участке — Аккырском он представлен фосфоритовыми песчанистыми стяжениями, рассеянными в толще зеленовато-серых глинистых мергелей (залежи юго-западного побережья залива Кара-Богаз-Гол, а также Едисури, Уч-Касын и Караул-Кыр). Мощность фосфоритового горизонта не превышает 0,5 м. В северном направлении фосфоритопоявление туронского возраста мало чем отличается от южной части фосфоритоносного района и представлено галькой песчанистых фосфоритов с фосфоритизированными ядрами и обломками фаун, разбросанных в массе светло-серого песчаника. Описанный фосфоритовый горизонт развит в районе гряды Исары-Баба (залежь Аккыр).

Фосфоритовая залежь, расположенная в восточной части фосфоритоносного района, характеризуется развитием мощной толщи песчано-галечникового конгломерата с многочисленной мелкой фосфоритной галькой. Фосфоритовый горизонт достигает 0,8 м мощности.

На самой северо-восточной окраине фосфоритоносного района (заливы Кара Шор и Кумсебшен) фосфоритовая залежь представлена желваками фосфоритов и фосфатизированными ядрами фаун, разбросанных в массе мергелей и глин (Лушнов, 1932).

На территории Копет-Дага залежи фосфоритов также приурочены преимущественно к нижнетуронским осадкам.

В западной части Копет-Дага, в районе Кюрендагского хребта, он обнажается во многих местах (Барсли, Обой, Капав-Чай и Узун-Су) и представлен одним-двумя слоями, сложенными фосфоритовыми желваками. Мощность слоев достигает 0,6 м. На запад и северо-запад от реки Терсакан фосфоритовый горизонт туронского возраста представлен двумя слоями, сложенными фосфоритовыми желваками, а также фосфоритизированными ядрами фаун. Залежи обнажаются в районе горы Кулмач.

В южной части Копет-Дага описываемый фосфоритовый горизонт обнажается в Южно-Сумбарском фосфоритоносном участке, где образует две залежи — Чохрок и Сунгу-Даг. Первая залежь более значительная и представлена фосфоритовыми желваками, которые залегают в толще серых песчанистых глин. Мощность горизонта 0,6 м.

В Центральном Копет-Даге фосфоритовый горизонт туронского возраста наблюдается в районе реки Арваз и хребта Тежева, где он представлен фосфоритовыми желваками, развитыми в толще алевроитов.

На самой восточной окраине Туркменистана фосфоритовые залежи туронского возраста развиты в Гаурдак-Кугитангском районе. Фосфоритовый горизонт обнажается на западном предгорье Кокмьярского купола (Тлю-Каузанская залежь). Он приурочен к зоне *Proceramus labiatus* и представлен отдельными конкрециями фосфоритов, которые залегают в толще листоватых зеленовато-серых алевролитистых глин.

Коньякские фосфоритовые залежи имеют весьма ограниченное распространение. В западной части республики описываемые фосфориты представлены двумя горизонтами. Нижний из них приурочен к подошве коньякских отложений и обнажается в южной части Восточного Прикарабагазья. Он представлен горизонтом перемытой породы, состоящей из переотложенных фосфатизированных фаун и желваковидных фосфоритов. Верхний горизонт приурочен к границе

верхнего и нижнего коньяка, обнажается в районе южного побережья Кара-Богаз-Гола и представлен мелкой фосфоритовой галькой.

На территории Копет-Дага фосфоритовые залежи коньякского возраста развиты в районе хребтов Даната и Тежева, где они представлены окатанными фосфоритовыми желваками.

Сантонские фосфоритовые залежи имеют также весьма ограниченное распространение. В западной части республики незначительные залежи их развиты в районе Восточного Прикарабогазя, западных отрогов Западного Копет-Дага и в северо-восточной части республики, в Питнякском районе. На побережье Кара-Богаз-Гола они представлены фосфатизированными ядрами фаун, образующими горизонт мощностью 0,1—0,3 м. При движении от побережья залива в сторону северо-востока фосфоритовые залежи сантонского возраста обнажаются в северной оконечности гряды Исары-Баба. Здесь фосфоритовая залежь приурочена к верхам сантона и представлена фосфоритизированной галькой, залегающей в толще розовато-белого песчаника. Мощность фосфоритового горизонта достигает 0,7 м. В направлении востока фосфоритовая залежь обнажается на склоне гряды Коймат-Даг, где в основании нижнесантонского яруса залегают фосфоритовый горизонт желваковидных галек. В самой северо-восточной части Восточного Прикарабогазя фосфоритовая залежь сантонского возраста развита в районе Кумсебшенской впадины, где она представлена желваками фосфоритов и фосфоритизированными раковинами, залегающими в толще песчаных мергелей. В Питнякском фосфоритоносном районе фосфоритовые залежи сантонского возраста представлены мелкими фосфатизированными ядрами фаун и стяжениями песчанистого фосфорита, разбросанного в толще глинистого песка.

Фосфоритовые залежи кампанского возраста имеют очень ограниченное площадное распространение в Питнякском и Нижнеамударыньском фосфоритоносном районах. В первом из них фосфоритовый горизонт залегают в кровле кампанских глин и представлен фосфоритовыми стяжениями. Залежь прослеживается на восточном склоне Султан-Санджарской возвышенности, а также в северной части района (залежи Данишер и Тюя-Муюн). Во втором (Нижнеамударыньском) районе залежь представлена фосфоритовыми желваками и мелким гравием черного цвета, а также фосфоритовым песком, который, по-видимому, является продуктом выветривания желваковых залежей. На территории района фосфоритовые горизонты образуют три фосфоритовые залежи: Гяур-Кала, Маскан-Ата и Илан-Кыр (Архангельский, 1931).

Фосфоритоносность датских отложений Туркменистана выражена очень плохо. В отложениях этого яруса отсутствуют фосфоритовые горизонты и отдельные фосфоритовые гальки разбросаны в толщах мергелей (гора Ак-Кыр в Восточном Прикарабогазье).

Палеогеновые фосфориты на территории Туркменистана имеют довольно обширное площадное распространение при узком диапазоне стратиграфической приуроченности. По имеющим данным, фосфоритопроявление, связанное с палеогеновыми отложениями, имеет эоценовый возраст. Залежи фосфоритов приурочены к отдельным участкам размытия, а также к прослоям песчаных глин, песчаникам и даже известнякам. На территории республики палеогеновые фосфориты, за исключением низовьев Аму-Дарыи, распространены во всех фосфоритоносных районах.

На западе Туркменистана фосфоритовая залежь развита на южном побережье Красноводского полуострова, вблизи ст. Белек, и представ-

лена мелкими желваками, приуроченными к прослоям серых песков и песчанников. Описываемый фосфоритовый горизонт имеет широкое распространение в западной части Большого Балхана.

На территории Восточного Прикарабагазья фосфоритовая залежь верхнеэоценового возраста обнажается в южном обрыве Коймат-Дага, вблизи колодца Тоголок. Залежь представлена фосфоритовыми желваками, разбросанными на склоне пологой возвышенности, сложенной глиной.

В Западном Копет-Даге фосфоритовые залежи залегают в центральной его части и приурочены к эоценовым отложениям. По данным Г. Ф. Травиной, фосфоритовая залежь представлена двумя горизонтами. Нижний из них приурочен к подошве эзетской свиты и представлен фосфоритовыми желваками. Верхний залегают в кровле эзетской свиты и представлен мелкими фосфоритовыми желваками, которые покрывают элювиальные склоны возвышенностей, сложенных глинами. Фосфоритовые желваки обнажаются северо-западнее Терсаканской долины (горы Уйля, Эзет и Кулмач, Кара-Гез, южный склон Казанджикского Кюрен-Дага, а также юго-восточный склон Малого Балхана).

На Восточном Копет-Даге фосфоритовый горизонт приурочен к верхнеэоценовым отложениям. Он залегают в нижней части махмальской свиты и представлен горизонтом фосфоритоносных глауконитовых песчанников.

В юго-восточной части Туркменистана фосфоритовые залежи неогенового возраста развиты на восточных предгорьях хребта Гезгядык и представлены двумя горизонтами. Нижний из них сложен фосфоритовыми желваками, приуроченными к пласту песчанников, залегающих в мощной толще сузакских глин. Этот фосфоритовый горизонт образуют две залежи — Керлек и Зульфазарскую. Верхний фосфоритовый горизонт, по данным Т. Ф. Травиной, приурочен к алайским слоям и представлен фосфоритовыми обломками, которые залегают в средней части шорсафетской свиты, сложенной серыми и белыми песчаниками и известняками. Обнажается описанный фосфоритовый горизонт на правом берегу реки Теджен.

В Гаурдак-Кугитагском районе фосфоритовый горизонт приурочен к среднему эоцену. Прослой бурого фосфоритового конгломерата развит в нижней части разреза (алайские слои). Толща вмещающих пород сложена серыми и зеленовато-серыми глинами. В нижней части разреза расположен прослой бурого фосфоритового конгломерата мощностью 0,15—0,20 м. Гравий фосфоритового конгломерата хорошо окатан; размер его от 0,5 до 1,5 см. Преобладают мелкие гальки. Фосфоритовый горизонт имеет повсеместное распространение (Мукрышская града, Ак-Айры).

На территории Питнякского района фосфоритовая залежь приурочена к эоценовым отложениям и представляет собой расчленяющиеся (до трех) пласты фосфоритовых стяжений, заключенные в рыхлых песчаниках. Фосфоритовые горизонты обнажаются по обрамлению тектонических поднятий и образуют пять фосфоритовых залежей: Буребулакскую, Данишерскую, Беркутлинскую, Шейхарыкскую и Тюямуюнскую (Крымголы, 1946).

Фосфоритовые залежи неогенового возраста в пределах Туркменистана развиты только в одном районе — на южном побережье Красноводского полуострова. Фосфоритовый горизонт приурочен к отложениям торханского яруса (средний миоцен) и представлен толщей конгломератов с гальками фосфоритизированного песчаника. По имеющимся данным (Никитюк, 1932), фосфоритовый горизонт обнажается только в одном месте, образуя фосфоритовую залежь Борджоклы.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзенберг Ю. Б. Фосфориты Гяурс-Дага. Тр. ТФАН СССР, вып. 4, 1942.
- Архангельский А. Д. Геологические исследования в низовьях Аму-Дарьи. Тр. ГГРУ, вып. 12, 1931.
- Атабеки А. А. Верхнемеловые отложения Западного Конет-Дага. Тр. ВСЕГЕН, нов. сер., т. 62, вып. 10, 1961.
- Крымголец Г. Я. О результатах геологических исследований в южной части Питнякского района. «Изв. ВГФ», вып. 1, 1946.
- Луцков П. П. Геологический очерк Восточно-Карабугазского района по исследованиям 1929 и 1930 гг. Тр. ВГРО, вып. 269, 1932.
- Никитюк Л. Геологические и гидрогеологические исследования в восточной части Красноподского полуострова. Тр. ВГРО, вып. 179, 1932.
- Соколов М. И. Фацис альбских отложений Западной Туркмении, Южного Устюрта и Маңгышлака. Тр. ВГТ, вып. 4, 1958.

РАЗДЕЛ V
ГИДРОГЕОЛОГИЯ

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ РАССОЛОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ МЕЗОЗОЯ КАРАКУМСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Изучаемая территория охватывает южную часть Туранской плиты в пределах ТССР. С севера и востока она ограничивается административной границей Туркмении, с запада и юга окаймляется Альпийско-Гималайским складчатым поясом. Граница с последним проводится по региональной зоне глубинных разломов, протягивающейся от Куба-Дага к Балхану и далее вдоль Копет-Дага. Рассматриваемая часть Туркмении именуется большинством исследователей платформенной областью. Характеристика современной структуры платформенной области Туркмении и история ее тектонического и геологического развития рассмотрены в многочисленных работах частичного и обобщающего характера. Ниже приводятся лишь краткие сведения по тектонике и геологии рассматриваемого региона (Амурский, 1966), необходимые при выяснении общих гидрогеологических условий региона, особенностей химизма рассолов, условий их залегания и вопросов, касающихся их генезиса.

В пределах рассматриваемой части Туранской плиты выделяются две области (по Г. И. Амурскому): внутренняя платформенная и периплатформенная. Последняя протягивается полосой вдоль границы с Альпийско-Гималайским складчатым поясом. Эта территория характеризуется специфическим строением, обусловленным ее промежуточным положением между геосинклинально и внутренними частями платформы. Внутренняя платформенная территория включает Туркменскую антеклизу и Амударьинскую синеклизу. Эти тектонические элементы четко выделяются в современной структуре земной коры и глубиной погружения и мощностью различных подразделений коры и чехла.

Туркменская антеклиза охватывает обширную территорию Западной и Центральной Туркмении, включая Карабогазский и Центрально-Каракумский своды и разделяющую их Туаркыр-Каплакырскую систему валов. В целом для района антеклизы характерно приподнятое залегание фундамента, который разбит системой разломов на ряд блоков. Осадочный чехол характеризуется сокращенными мощностями почти всех подразделений и наличием неоднократных размывов.

Амударьинская синеклиза охватывает восточную часть Туркмении, включая Заунгузский прогиб, Мургабскую впадину, Чарджоускую ступень и более мелкие элементы. Определяющей чертой строения является наличие зон разломов, в результате которых палеозойский фундамент имеет строение сложного грабена. Мощность осадочного чехла увеличена, и в наиболее прогнутых частях синеклизы отмечается непрерывный и полный разрез.

Территория Туранской плиты повсеместно вступила в платфор-

менное развитие с конца верхнетриасового времени. Платформенный чехол в пределах юга Туранской плиты начинается юрскими, реже—нижнемеловыми отложениями на поднятиях, а во впадинах, возможно, и более древними породами. В разрезе осадочного чехла установлено присутствие ряда водоносных горизонтов, которые на значительной площади содержат воды, относящиеся по степени минерализации к рассолам. Прежде чем приступить к характеристике рассолов, необходимо привести хотя бы краткий обзор общих гидрогеологических условий. Без этого нельзя понять закономерности распространения рассолов.

Согласно «Схеме гидрогеологического районирования западной части Средней Азии», составленной Б. Б. Митгарц и Н.И. Толстихиным при участии Г. Н. Шора (Митгарц, 1965), территория рассматриваемого региона включает следующие районы: южную часть (Северо-Карабогазскую) Южно-Мангышлакского артезианского бассейна второго порядка, Красноводский артезианский бассейн второго порядка, Туаркырский массив и территорию (большую часть) Каракумского сложного артезианского бассейна.

Южно-Мангышлакский и Красноводский артезианские бассейны второго порядка входят в Прикаспийский сложный артезианский бассейн. Гидрогеологические условия в основных чертах очень близки. В разрезе осадочной толщи намечаются два гидрогеологических этажа, разделенные региональным водоупором, представленным толщей глинистых пород палеогена. Верхний, надпалеогеновый этаж содержит безнапорные водоносные горизонты в песках, песчаниках и известняках четвертичного и неогенового возраста. Водоносные горизонты вскрываются на глубинах от 1,5 до 100 м. Воды преимущественно солоноватые и соленые (2—16 г/л), сульфатные натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые. Встречаются и рассолы хлоридного натриевого состава с минерализацией до 70 г/л, обусловленной процессами континентального засоления.

Нижний, подпалеогеновый этаж содержит напорные водоносные горизонты в песках, песчаниках, алевролитах и известняках мезозоя. И Северо-Карабогазский и Красноводский артезианские бассейны изучены слабо. На Красноводском полуострове (Карши, Омчазы, Кизыл-Куп, Аджигир) опробовались отложения сеномана, альба, апта и неокома. Получены воды с минерализацией от 20 до 80 г/л по составу хлоридные кальцево-натриевые и хлоридные натриевые. В Северном Прикарабогазье (скв. 1, Чагала-Сор) с глубины 2500 м из отложений юры получена хлоридная натриевая вода с минерализацией 170 г/л.

Туаркырский район выделяется как массив трещиноватых и трещинно-пластовых вод. Водоносные горизонты центральной части массива, где обнажены отложения мелового и более древнего возраста, имеют безнапорный характер. Они находятся в зоне активного водообмена и питаются за счет инфильтрации атмосферных осадков. Водоносны в основном терригенные и карбонатные породы мела и юры; в ядре антиклинали водопроявления отмечаются и из пород пермотриаса. Многочисленные водопункты дают воду разного состава, но преобладают сульфатные и сульфатно-хлоридные воды с минерализацией от 2 до 20 г/л. В направлении к периферии массива водоносные горизонты меловых и юрских отложений, погружаясь под третичные породы, приобретают напорный характер; величина минерализации вод значительно увеличивается (есть данные, что в отложениях юры она достигает 100 г/л и более).

Остальная площадь рассматриваемого региона приходится на территорию Каракумского сложного артезианского бассейна. Вследствие

сложного структурного плана фундамента и осадочного чехла, разнообразных тектонических и литолого-фациальных условий, а также особенностей истории геологического и гидрогеологического развития отдельных частей Каракумский артезианский бассейн расчленяется на ряд бассейнов второго порядка, каждый из которых характеризуется своими специфическими особенностями. Общим для всей территории является следующее: вся толща осадочных пород делится на два гидрогеологических этажа: верхний и нижний.

Верхний этаж представляет собой единый водоносный комплекс, состоящий из нескольких гидравлически связанных водоносных горизонтов. Вверху, в песках и песчаниках четвертичного возраста, содержатся безнапорные воды; ниже, в песчаниках и известняках неогена, заключены слабонапорные (иногда с самоизливом) водоносные горизонты. Весь верхний этаж находится в зоне активного водообмена; области питания, как правило, местные; запасы пополняются за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. По составу и минерализации воды верхнего этажа весьма разнообразны: от пресных гидрокарбонатно-сульфатных вод до рассолов хлоридного натриевого состава.

Нижний гидрогеологический этаж состоит из напорных водонесных горизонтов, приуроченных к грабюльным и трещинным коллекторам всех стратиграфических подразделений от палеогена по пермозрине включительно. Отложения палеогена на большей территории представлены глинами на полную мощность и являются региональным водоупором. Водопроницаемые разности пород, а соответственно и водоносные горизонты, приуроченные к ним, отмечаются только в юго-восточной половине бассейна. Минерализация воды изменяется по площади от 3 до 18 г/л (увеличение происходит от периферии к центру), химический состав воды в большинстве случаев хлоридно-сульфатный и сульфатно-хлоридный натриевый.

Водоносные горизонты в отложениях верхнего мела встречаются повсеместно. Однако отдельные стратиграфические подразделения содержат их не по всей площади бассейна. Так, карбонатная толща сенона является водоупором в западной и центральной частях бассейна; отложения тулона практически безводны в западных и юго-западных районах, и только породы сеномана водоносны повсеместно. Химический состав и минерализация верхнемеловых вод изменяются как по площади, так и по разрезу. Горизонты сенона характеризуются обычно водой хлоридного натриевого состава с минерализацией 20—60 г/л. В отложениях тулона, как правило, заключены хлоридные натриевые воды с минерализацией 35—100 г/л. Исключением является центральная часть Зеагли-Дарвазинского поднятия, где развиты воды с минерализацией 12—25 г/л. Породы сеномана содержат хлоридные натриевые воды с минерализацией 40—100 г/л.

Отложения нижнемелового возраста содержат несколько водоносных горизонтов. Водосодержащие породы представлены песчаниками, алевролитами, реже — песками и еще реже — известняками. Горизонты, как правило, обладают значительными напорами: уровень устанавливается на 500—100 м выше кровли водоносного пласта; порой наблюдается самоизлив. Обычно из нижнемеловых отложений получают хлоридную натриевую или хлоридную кальциево-натриевую воду. Величина минерализации увеличивается от альбских горизонтов к неомкомским, изменяясь от 100 до 200 г/л.

Отложения юры содержат пластовые и трещинные воды в пес-

песчаниках и алевролитах нижней и средней частях разреза и в известняках и песчаниках верхней. В ряде районов Юго-Восточной Туркмении (Байрам-Али, Сакар, Керки-Даг и др.) в соленосной гаурдакской свите вскрываются межкристалльные рассолы. В целом водоносность юрских отложений пока еще изучена слабо, хотя в отдельных районах она может быть охарактеризована достаточно полно. Из горизонтов юры получают высоконапорные воды по составу хлоридные натриевые и хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией выше 150 г/л.

Породы пермотриаса опробовались в районе Дарвазы и Фараба. Получен слабый приток вод хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией 160—190 г/л.

Рассолами в бальнеологии считаются воды с минерализацией 35 г/л и выше. Эта величина минерализации принята нами как нижний предел для отнесения вод к группе рассолов. Из обзора общих гидрогеологических условий видно, что нижний гидрогеологический этаж, охватывающий водоносные горизонты меловых и юрских отложений, характеризуется почти повсеместным распространением рассолов. Особенности химического состава рассолов и условий их залегания определяются не только современными чертами тектонического и геологического строения, но и историей развития территории на прошлых геологических этапах. В связи с этим описание рассолов ведется по районам, отличающимся в основных чертах историей тектонического и геологического развития.

Туркменская антеклиз. На площади антеклизы схематично выделяются три района с различной характеристикой рассолов (приуроченность к определенной части разреза, условия залегания, химизм). Данные районы почти полностью соответствуют гидрогеологическим, выделенным Н. И. Толстухиным и Б. Б. Митгарц: Прикаспийский артезианский бассейн, Туаркырский массив, Каракумский артезианский бассейн.

Наименьшую мощность зоны развития и наименьшую площадь распространения рассолы имеют на территории Туаркырского массива. Здесь рассолы приурочены к отложениям юры в основном периферических погруженных частей массива. Минерализация очень редко достигает 100 г/л и, как правило, не превышает 140 г/л; состав рассолов хлоридный натриевый.

В Прикаспийском артезианском бассейне рассолы вскрываются в отложениях нижнего мела и юры. В основном распространены слабые рассолы с минерализацией 35—150 г/л, хлоридные натриевые по составу. Наиболее метаморфизированные рассолы с минерализацией 170 г/л получены в Чагала-Соре с глубины 2500 м.

Часть Каракумского артезианского бассейна, которая приходится на территорию Туркменской антеклизы, характеризуется широким развитием рассолов. Все водоносные горизонты в разрезе мезозоя содержат рассолы. Исключением является центральная часть Зеагли-Дарвазского поднятия, где в отложениях турина (а на некоторых блоках и сеномана с верхним альбом) содержатся воды с минерализацией 12—30 г/л. Данный район выделяется как отрицательная гидрохимическая аномалия, происхождение которой связано с особенностями палеогидрогеологии. На остальной территории Центрально-Каракумского свода и соседних с ним площадях Туркменской антеклизы водоносные горизонты мезозоя содержат рассолы с минерализацией 50—280 г/л. Слабые рассолы приурочены к верхней части разреза, крепкие — к нижней. Как правило, рассолы турина, сеномана и верхнего альба имеют минерализацию 50—100 г/л. В отложениях нижнего альба, апта и нео-

кома содержатся рассолы с минерализацией 100—150 г/л, а в отложениях юры — 150—220 г/л. Состав рассолов большинства горизонтов хлоридный натриевый, и только в горизонтах неокома и юры нередко встречаются хлоридные кальциево-натриевые рассолы. Повсеместно рассолы в отложениях нижнего альба, апта, неокома и юры характеризуются промышленной концентрацией брома, а зачастую и йода.

Характеризуя рассолы Туркменской антеклизы в целом, можно сказать, что слабая степень метаморфизации и малая мощность зоны крепких рассолов (минерализация более 150 г/л) обусловлены неглубоким залеганием фундамента, а так же особенностями истории гидрогеологического развития, на протяжении которой имели место инфильтрационные этапы, сопровождающиеся внедрением инфильтрационных вод и разбавлением ранее сформированных рассолов.

Амударьинская синеклиза. Площадь синеклизы включает разнообразные тектонические структуры, поскольку палеозойское ложе имеет строение сложного грабена, блок-ступени которого последовательно погружаются от ее бортов к оси. Гидрогеологические условия в бортовых частях и поднятых блоках отличаются от условий в более погруженных районах синеклизы.

В бортовых частях и на площади блоковых поднятий и валов верхняя граница рассолов в разрезе мезозоя заметно снижается, и минерализация, равно как и степень метаморфизации рассолов одноименных горизонтов, имеет меньшие величины, чем во впадинах и прогибах. На Питнякской площади самые молодые отложения мезозоя, содержащие рассолы, имеют сеноманский возраст; в районе Чарджоуской ступени и Байрамалийского вала — туронский, а в Заунгузском прогибе — сеноманский возраст. На преобладающей территории Амударьинской синеклизы горизонты верхнего мела содержат рассолы с минерализацией 50—120 г/л хлоридного натриевого состава, а горизонты нижнемелового возраста характеризуются рассолами хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией 120—200 г/л. В отложениях юрского возраста содержатся своеобразные по условиям залегания и химизму рассолы. На площади развития кимеридж-титонской соленосной свиты (гаурдакской) выделяются два типа рассолов: межкристалльные рассолы гаурдакской свиты и рассолы ниже-среднеюрского подсолевого комплекса. Межкристалльные рассолы вскрыты в ряде пунктов Юго-Восточной Туркмении (Керки-Даг, Байрам-Али, Майская, Сакар, Джилликумы и др.). Зафиксированная величина минерализации колеблется от 300 до 550 г/л. Состав рассолов, как правило, хлоридный натриево-кальциевый и хлоридный магниевый-кальциевый; характерно высокое содержание микрокомпонентов: брома и др. Ряд исследователей считает, что межкристалльные рассолы имеют локальный характер распространения.

Рассолы подсолевого комплекса опробовались на структуре Джилликумы. Полученный рассол имеет минерализацию 279 г/л и хлоридный натриевый состав. В целом рассолы юрских отложений изучены слабо и делать твердые выводы об условиях их залегания, характере взаимодействия отдельных горизонтов и генезисе преждевременно. Не вдаваясь в подробности, которые имеют дискуссионный характер, отметим, что исходя из имеющихся данных (особенности химизма и условия залегания) есть основание предполагать, что рассолы гаурдакской свиты Юго-Восточной Туркмении, подобно рассолам соленосных отложений Иркутского амфитеатра, являются захороненными маточными рассолами древнего солеродного бассейна (Валяшко и др., 1965).

Проблема формирования химического состава рассолов требует

специальных исследований, и решить ее без данных о составе поровых растворов и реконструкции палеогидрогеологических условий всего региона юга Туранской плиты в целом и отдельных его элементов в частности невозможно.

Изучение рассолов мезозоя Каракумской платформы представляет не только теоретический, но и практический интерес. На огромной территории СССР толща мезозойских пород содержит горизонты большой мощности, заполненные рассолами. Рассолы Туркмении можно использовать в качестве минеральных лечебных вод и как сырье для йодобромной промышленности.

Рассолы — минеральные лечебные воды

Согласно Л. А. Яроцкому (1965), рассолы образуют третью группу минеральных вод, объединяющую воды, особенности лечебного действия и использования которых определяются, главным образом, их высокой минерализацией. Группа делится на две подгруппы: 1) рассолы слабые (минерализация 35—150 г/л) и 2) рассолы крепкие (минерализация более 150 г/л). В каждой подгруппе в зависимости от ионного состава, содержания биологически активных компонентов и общего газового состава выделяются типы. На рассматриваемой территории Туркмении распространены следующие типы рассолов.

Хлоридные натриевые бромные слабые рассолы с азотным составом растворенных газов распространены в отложениях мела на Красноводском полуострове и в Прикарабагазье; они являются аналогами Вологодского типа минеральных вод.

Указанные рассолы с метановым составом растворенных газов развиты повсеместно на территории платформенной части Туркмении в горизонтах верхнего мела.

Хлоридные натриевые йодо-бромные слабые рассолы с метановым составом растворенных газов отмечаются в меловых горизонтах некоторых районов, тяготеющих к зонам тектонических разломов (Мары, Карамет-Нияз, Ербент и др.).

Хлоридные натриевые сероводородные крепкие рассолы с метановым составом растворенных газов встречены в отложениях нижнего мела на некоторых площадях Юго-Востока Туркмении (Саман-Тепе, Шарапы).

Хлоридные кальциево-натриевые бромные слабые рассолы с метановым составом растворенных газов характерны для горизонтов нижнемеловых и юрских отложений Центральной Туркмении.

Хлоридные кальциево-натриевые бромные крепкие рассолы с метановым составом растворенных газов встречаются в отложениях юры в ряде пунктов Центральной и Юго-Восточной Туркмении; по составу и свойствам они являются аналогами минеральных вод типа Усть-Качкинский II.

Хлоридные магниевые-кальциевые бромные крепкие рассолы с метановым составом растворенных газов выделяются в классификационной таблице В. В. Иванова и Г. А. Невраева как Керкидагский тип (Иванов, Невраев, 1964). Рассолы данного типа получены из толщи соленосной гаурдакской свиты на структурах Юго-Восточной Туркмении (описаны выше как межкристалльные рассолы).

Промышленные рассолы

Учитывая современные требования промышленности к пластовым водам как сырью для получения йода и брома, отмечаем, что в отложениях мезозоя Каракумской платформы заключены огромные статиче-

ские запасы промышленных вод. Горизонты промышленных вод имеют региональное развитие в отложениях альба, апта, неокома, юры.

В соответствии с существующими нормами выделяются три типа промышленных вод: йодо-бромные (концентрация йода более 10, брома — более 200 г/л), бромные (концентрация брома более 250, йода — менее 10 мг/л), йодные (концентрация йода более 18, брома — менее 200 мг/л). Проведенными исследованиями установлено, что на территории Каракумской платформы наибольшее развитие имеют йодо-бромные рассолы. Они вскрываются на глубинах 1000 м и более в гранулярных и трещинных коллекторах стратиграфических подразделений мезозоя от альба по юру включительно. Закономерно, что чем древнее горизонт, тем на большей площади он содержит йодо-бромные рассолы. Так, отложения юрского возраста содержат йодо-бромные рассолы почти повсеместно на Каракумской платформе, а горизонты неокома, апта и альба — обычно только в погруженных частях платформы.

Бромные рассолы больше тяготеют к территории Туркменской антеклизы, встречаясь в основном в ее северо-западной части на глубинах порядка 800—1500 м.

Йодные рассолы обнаружены в отложениях альба, апта и (реже) неокома на некоторых структурах, расположенных в зонах региональных разломов (Карамет-Нияз, Мары, Ербент, Байрам-Али и др.).

Перспективы использования промышленных рассолов отложений мезозоя Каракумской платформы в качестве сырья для йодо-бромной промышленности пока еще не совсем ясны, так как специальных работ не проводилось и все имеющиеся сведения получены в результате поисково-разведочных работ на нефть и газ. Высокая концентрация йода и брома в горизонтах, залегающих на доступных глубинах на огромной территории Каракумской платформы, свидетельствует о необходимости углубленного изучения промышленных рассолов с тем, чтобы найти пути их использования в народном хозяйстве.

ЛИТЕРАТУРА

- Амурский Г. И. Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. Изд-во «Наука», 1966.
Валяшко М. Г. и др. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. Изд-во «Наука», 1965.
Иванов В. В., Невраев Г. А. Классификация подземных минеральных вод. Изд-во «Недра», 1964.
Митгарц Б. Б. Объяснительная записка к гидрогеохимической карте западной части Средней Азии масштаба 1:1 500 000. 1965.
Яроцкий Л. А. Методические указания по составлению карты подземных минеральных вод СССР. М., 1965.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУРКМЕНИСТАНА

Вопросы генезиса пластовых вод имеют немаловажное значение для выяснения условий формирования скоплений углеводородов. Особенно интересно выяснение причин, обуславливающих своеобразие гидрохимической зональности отложений мезозоя платформенной части Туркменистана в связи с вероятной гидравлической изолированностью большей части разреза мезозоя от областей современной аккумуляции атмосферных осадков.

Как уже говорилось, характерной чертой гидрохимической зональности района является рост минерализации пластовых вод по мере увеличения глубины их залегания. Возрастание минерализации происходит до определенной глубины, отличной для каждой отдельной площади. Ниже этой глубины минерализация вод изменяется в узком интервале. При этом на участках относительно неглубокого залегания палеозойского фундамента (северная оконечность Красноводского полуострова, поднятия, примыкающие к Султан-Уиз-Дагу) зона крепких рассолов отсутствует. Напомним, что в этих районах мощность осадочного чехла по сравнению с таковой на остальной части платформы значительно меньше.

Близость условий формирования отложений верхнего и отчасти нижнего мела на Красноводском полуострове и Центральных Каракумах и сходство дальнейшей истории геологического развития этих районов отнюдь не сопровождается близостью минерализации и состава вод этих отложений.

Все это указывает на большую сложность вопроса об условиях формирования минерализации и состава подземных вод и необходимости привлечения для его рассмотрения палеогидрогеологического анализа.

В числе работ, посвященных изучению причин, обуславливающих вертикальную гидрохимическую зональность или же освещающих вопросы, которые могут быть использованы для ее объяснения, в первую очередь необходимо отметить следующие. А. В. Филатовым (1957) высказано предположение о гравитационной дифференциации ионов с глубиной. Она основана на различии в ионной плотности различных ионов, возрастающей в последовательности: HCO_3 , SO_4 , Cl (0,77 : 0,91 : 1,45).

Уэлл и Миллс связывают повышение минерализации вод с процессами расширения и выделения растворенных в них газов. М. Е. Альтовский (1957) считает возможным фактором увеличения минерализации воды с глубиной испарение воды, происходящее даже на больших глубинах под влиянием повышенных температур.

Положение о повышении минерализации в связи с расширением и

выделением газов из воды успешно применено В. В. Семеновичем (1957 г.) для объяснения гидрохимической зональности Западно-Туркменской депрессии.

В. А. Кротова (1955) полагает, что одним из очень существенных моментов, играющих, видимо, громадную роль в формировании химического облика вод глубоких недр, является фактор времени.

М. Г. Валяшко (1954) считает, что единственной причиной, обуславливающей вертикальную гидрохимическую зональность, является струйчатое перемещение в глубокие горизонты рассолов, сформировавшихся или в результате выщелачивания соленосных толщ или в приповерхностных горизонтах в обстановке сухого жаркого климата.

Согласно А. П. Виноградову (1959), главные анионы океанической воды вынесены на поверхность земли в результате вулканической и интрузивной деятельности, а мантия и в настоящее время участвует в продуцировании легколетучих соединений (N_2O , CO_2 , HF , HCl , S , B).

Взгляды А. П. Виноградова на роль мантии как источника летучих соединений были развиты В. Ф. Дерпгольцем (1962) и Л. Н. Капченко (1962). Первый связывает генезис хлоридно-натриевых рассолов с диффузионным проникновением легколетучих соединений из мантии, а второй считает, что формирование рассолов в глубоких закрытых частях артезианских бассейнов происходит за счет высококонцентрированных гидротермальных рассолов, мигрирующих из магматических очагов.

Крайне интересны работы, освещающие роль поровых вод глинистых отложений в формировании подземных вод проницаемых слоев. Дж. М. Уэллером (1961) и другими авторами отмечается, что наиболее интенсивное сжатие поровых вод при уплотнении осадков происходит из глинистых толщ. Гораздо меньшая степень уплотнения возможна в песках и песчаниках, так как их начальная пористость значительно меньше. Процесс консолидации карбонатных пород недостаточно ясен. По-видимому, их отвердевание происходит путем отложения междузернового цемента до того, как осадки будут подвергнуты давлению покрывающих отложений.

Основываясь на ряде исследований (Алексин и др., 1964; Бабинцев, 1960; Бурштар, 1963; Вассоевич, 1960; Ломтадзе, 1954; Мухин, 1962), нами составлена таблица интенсивности отжатия поровых вод в зависимости от глубины залегания горизонтов (табл. 1).

Таблица 1

Интенсивность отжатия поровых вод

Отжатие свободной седиментационной воды	от 200—до 300 м
Умеренное отжатие поровых вод	от 300—до 700 м
Интенсивное отжатие поровых вод	от 700—до 2000 м
Ограниченное отжатие поровых вод	более 2000 м

Поровые растворы (или воды) представляют собой продукты диагенеза, эпигенеза и метаморфизации иловых растворов.

Опытами П. А. Крюкова, А. Е. Бабинца, Г. М. Сухарева и других была установлена зависимость концентрации порового раствора от стадии его отжатия из породы: уменьшение концентрации последовательно выделяемых фракций раствора. Причем различие в концентрации и составе поровых вод при разных давлениях наступает лишь на поздней стадии отжима, соответствующей весьма большим величинам нагрузки. Последним в естественных условиях будут соответствовать

геостатические давления в уплотняющейся глинистой толще мощностью 6—9 тыс. м. Пластовые воды на таких глубинах трудно доступны для изучения. Кроме того, в природных условиях процесс понижения минерализации поровых вод, вероятно, будет перекрываться действием ряда других факторов, способствующих увеличению минерализации подземных вод с глубиной. Одним из таких факторов, в нашем представлении, могут быть прежде всего геотермические условия недр. Повсеместное существование в границах рассматриваемого района высоких температур на глубинах более 1500—2000 м не может не играть роли в возрастании минерализации пластовых вод глубоких горизонтов.

Близость во времени процессов максимального уплотнения пород и погружения их в зону высоких температур (более 100°C) благоприятствует миграции водяных паров в верхние горизонты разреза. С этим, вероятно, может быть связана и сравнительно низкая минерализация вод верхних горизонтов мезозоя по отношению к минерализации нормального моря при повышенном содержании в них гелия, не свойственного инфильтрационным водам.

Аналогичные процессы могут иметь место и при погружении в зону высоких температур неуплотняющихся и слабоуплотняющихся пород.

Миграция водяных паров в верхние горизонты разреза может происходить по зонам разрывных нарушений и на участках отсутствия водоупоров.

Таким образом, в качестве основных факторов, под влиянием которых формируется минерализация и состав глубокозалегающих пластовых вод, нами принимаются тектонические условия района и литологический состав пород, определяющие в свою очередь геотермические условия горизонта и интенсивность отжатия поровых вод на разных этапах геологической истории региона.

В основу палеогидрогеологических исследований положена методика, примененная для Предкавказья А. А. Карцевым и С. Б. Вагиным (1962). На палеогидрогеологических схемах отражены инфильтрационный и седиментационный циклы формирования подземных вод. При этом на схеме, относящейся к инфильтрационному циклу формирования вод, выделяются 2 типа областей с различным характером аккумуляции инфильтрационных вод: 1. Области интенсивной инфильтрации атмосферных осадков. 2. Области смешения инфильтрационных вод с седиментационными водами или метаморфизованными водами более древней фильтрации.

Первый случай имеет место, когда инфильтрационные воды накапливаются в рыхлых грубообломочных континентальных толщах в процессе их образования. Второй встречается при выходе отложений, заключающих в себе седиментационные или древнеинфильтрационные воды, на дневную поверхность или близком залегании от нее в случае, если для этого существуют благоприятные условия: мощные зоны разрывных нарушений, наличие проницаемых толщ и т. д.

На схеме, относящейся к седиментационному циклу, выделяются участки формирования седиментационных вод и участки метаморфизации захороненных вод.

Исходя из отмеченных выше положений (литологического состава и мощности пород, интенсивности и глубины их погружения и т. д.) при формировании седиментационных вод возможны 6 случаев в условиях:

- 1) связанных с глубоким прогибанием и интенсивным уплотнением осадков;
- 2) связанных с глубоким прогибанием при ограниченном уплотнении осадков;

- 3) умеренного уплотнения при неглубоком прогибании;
- 4) ограниченного уплотнения при неглубоком прогибании;
- 5) ограниченного уплотнения при неглубоком прогибании с инфильтрационным периодом;
- 6) умеренного уплотнения при неглубоком прогибании с инфильтрационным циклом.

Метаморфизация захороненных вод может происходить в обстановке: а) относительного застоя; б) интенсивного поступления отжимаемых вод; в) слабого поступления отжимаемых вод.

Воды отложений верхней юры

Условия осадконакопления в верхнеюрскую эпоху характеризуются прогибанием почти всей территории Туркмении и повсеместной трансгрессией моря. Суша располагалась в пределах Карабогазского свода и северо-восточной окраины Туркмении. Наиболее интенсивно прогибание происходит в области Большого Балхана и Копет-Дага, на востоке и юго-востоке. Здесь начинается процесс карбонатного осадконакопления и отлагаются мощные известково-мергелистые толщи. В кимериджитонское время на востоке и в Мургаб-Репетекской зоне отлагается галогенная толща. Район Питняка в конце верхней юры на фоне общего погружения испытывает воздымание, и, вероятно, в начале неокома происходит размыв вышедших на поверхность отложений верхней юры. На Красноводском полуострове, где отлагались в основном карбонатные породы, в центральных и северных районах, где характерны терригенные осадки, амплитуда прогибания дна бассейна была крайне незначительна.

Территория Туаркыра в конце верхней юры была охвачена тектоническими движениями, в результате чего произошла смена морского режима континентальным. Морской бассейн верхнеюрской эпохи был нормальной солености.

Таким образом, в верхнеюрское время на территории Туркмении аккумуляция атмосферных осадков в отложениях верхней юры происходила только в районе Красноводского полуострова и крайней северо-восточной ее части. Относительно невысокие отметки этих областей исключили возможность создания больших напоров, вследствие чего дальнейшая инфильтрация атмосферных осадков в глубокие горизонты юры была небольшой. Поэтому процесс разбавления захороненных морских вод в прибрежной части носил, по-видимому, ограниченный характер.

На обширной площади, покрытой морем, существовали 2 участка, резко отличные по условиям формирования пластовых вод:

1. В геосинклинальной области, на востоке и юго-востоке происходило интенсивное прогибание и значительное по объему захоронение морских вод формирующимися карбонатными толщами, сопровождающиеся ограниченным их уплотнением.

2. В западных районах платформенной части республики происходило незначительное прогибание и отлагались карбонатные осадки небольшой мощности, в результате чего накопление морских вод происходило в обстановке ограниченного уплотнения отложений. В центральных и северных районах формирование пластовых вод верхней юры вследствие небольшой мощности песчано-глинистых отложений происходило в обстановке их умеренного уплотнения.

В неокомское время в центральных и северных областях песчано-глинистые отложения верхней юры начинают уплотняться, но вследствие

ние небольших глубин погружения, по-видимому, из них будут отжиматься еще свободные седиментационные воды. На остальной территории начинается процесс метаморфизации вод в условиях застойной обстановки, так как уплотнение карбонатных отложений произошло еще в водоеме.

Сформировавшаяся в конце верхней юры соляно-ангидритовая толща могла сыграть существенную роль в изменении минерализации и состава пластовых вод не только в области своего развития, но и на обширной площади соседних районов, благодаря большому объему отжимаемых рассолов, которые выделялись при ее уплотнении. Однако отсутствие следов поступления рассолов в подстилающие соль отложения (повышенное содержание йода, брома, бора и меньшее значение минерализации в водах, подстилающих толщу, по сравнению с водами, перекрывающими ее) дает основание предполагать, что межкристалльные рассолы отжались в лагуну еще при формировании солей, происходившем довольно быстро.

Интенсивное отжатие поровых вод из песчано-глинистых отложений верхней юры начинается в аптское время, когда их мощность вместе с наложенными неокомскими и аптскими отложениями достигает 700 м. На начальном этапе дифференцированного отжатия поровых растворов выделяются слабосоленые воды. На остальной территории продолжается дальнейшая метаморфизация в условиях застоя. По мере погружения минерализация вод уже в альб-сеномане повышается до 50—100 г/л, а начиная с палеогенового времени достигает современной величины, то есть более 100 г/л.

В центральных и северных районах, где суммарные мощности юрских и вышележащих отложений достигают 1080—1400 м, величина минерализации также постепенно увеличивается, достигая в альб-сеномане 35—50 г/л, в турон-дании — 50—100 г/л. В палеогене и нижнем-среднем миоцене, где глубины залегания отложений верхней юры достигают 1700 м, вероятно, формируется современный состав и минерализация вод.

В верхнем миоцене—среднем плиоцене и верхнем плиоцене отжатие будет крайне ограниченным, так как мощность отлагавшихся неогеновых осадков в это время настолько незначительна, что не может оказать существенного влияния на уплотнение песчано-глинистых отложений верхней юры.

В верхнем миоцене—среднем плиоцене в результате тектонических движений отложения верхней юры выходят на дневную поверхность в районе Большого Балхана. Здесь начинается разбавление высокоминерализованных захороненных вод инфильтрационными водами, главным образом по плоскостям разрывных нарушений, в результате чего образуются зоны смешения вод, различных по величине минерализации.

Воды отложений неокома

История осадконакопления неокома характеризуется континентальными условиями в начале периода, связанными с поднятиями большей части территории Туркмении, исключая ее геосинклинальную область Копет-Дага и Большого Балхана. На юго-востоке Туркмении (районы Гуардака, Фараба, Байрам-Али) континентальный режим существовал более продолжительное время, что было связано, вероятно, с интенсивными поднятиями в районах Гиссара и Зеравшана. В результате наступившей затем валанжин-готеривской трансгрессии повсе-

стно устанавливается морской режим при сравнительно небольшой амплитуде прогибания дна бассейна. Иными условиями формирования осадков отличается область геосинклинали. Здесь на протяжении всего неокома находился глубоководный морской бассейн, дно которого испытывало непрерывное прогибание. Северные районы Карабогаза и крайняя северо-восточная окраина Туркмении представляли собой участки приподнятой суши и служили областями сноса терригенного материала. Роль этих относительно невысоких областей инфильтрации атмосферных осадков в создании напоров для подземных вод отложений неокома была крайне невелика, а процесс разбавления морских вод в прибрежной части носил ограниченный характер.

В геосинклинальной области в составе отлагавшихся осадков преобладающее место занимают известняки и мергели с подчиненными прослоями алевролитов. На остальной территории Туркмении неомомские отложения представлены в основном чередующимися слоями песчаников, алевролитов, глин и известняков. Наибольшая мощность осадков наблюдается в Копет-Даге, Большом Балхане и Гаурдак-Кургитангском районе. На северо-восток и север мощность уменьшается, и минимальное ее значение отмечается в районе Красноводского полуострова. В западной части Туркмении в разрезе неокома наблюдается относительное увеличение песчанистого материала.

Из изложенного видно, что континентальный этап формирования вод отложений неокома длился относительно недолго. Поверхностные воды двигались преимущественно с востока-северо-востока на запад. Большая мощность интенсивно накапливающихся в это время континентальных отложений, содержащих также глинистые пласты, воспрепятствовала размыву соленосной толщи, вследствие чего поверхностные воды отличались низкой минерализацией. Направление гидравлического уклона исключало возможность движения грунтовых или пластовых вод к северу или северо-западу от области развития соленосной толщи.

В неомомское время на территории Туркмении выделяется 2 различных участка формирования пластовых вод:

1. Область Копет-Дага и Большого Балхана характеризуется формированием мощных толщ карбонатных пород, сопровождающимся незначительным уплотнением и накоплением в них морских вод.

2. На остальной территории формирование пластовых вод отложений неокома происходило в обстановке умеренного уплотнения песчано-глинистых осадков.

На протяжении неокома повсеместно захоронялись морские воды нормальной солености. В последующие этапы происходит изменение состава вод, вызванное уплотнением осадков неокома за счет наложения вышележащих пород вплоть до антропогенных.

В аптское время в водах неомомских отложений геосинклинальной области начинается процесс метаморфизации в обстановке относительного застоя, так как уплотнения карбонатных отложений уже практически не происходит. На остальной территории начинается уплотнение песчано-глинистых осадков неокома. Наиболее интенсивно уплотнение идет в юго-восточном районе, где мощность неокома вместе с наложенными вышележащими осадками не достигает 600—800 м.

В альбе-сеномане в области геосинклинали происходит дальнейшая метаморфизация в застойных условиях, а в западных районах, где в силу большей песчанистости разреза неокома и относительно небольших мощностей (610—640 м) происходит ограниченное отжатие вод. На остальной территории начинается интенсивное уплотнение и поступ-

ление отжимаемых вод в песчанистые пласты, что связано с увеличением глубины залегания отложений неокома от 700 до 1600 м. Причем в районах Гаурдака, Фараба и Байрам-Али вышеуказанная глубина является максимальной (1480—1600 м).

На следующем этапе развития, в турон-датское время, неокомские отложения на юго-востоке погружаются на глубину более 2000 м. Отжатие поровых вод в таком интервале будет ограниченным. Здесь формируются, по-видимому, крепкие и слабые рассолы. На западе, где еще происходит сравнительно интенсивное уплотнение на глубинах 800—1000 м, вероятно, формируются соленые и слабосоленые воды. В геосинклинальной области продолжают действовать процессы метаморфизации в застойных условиях, минерализация повышается и воды превращаются в слабые рассолы.

В палеогеновое время на западе суммарная мощность неокомских и вышележащих отложений достигает 1200 м, в центральных районах — 700 м, а в районах Фараба, Байрам-Али и Гаурдака — 2000—2900 м. Вследствие больших глубин погружения водовмещающие пласты в юго-восточных районах находятся под большим геостатическим давлением. Вероятно, вследствие значительного перепада давлений будет происходить движение отжимаемых вод в области пониженных давлений, то есть с юго-востока в северном и северо-западном направлениях. По-видимому, минерализация пластовых вод в районах юго-востока (Гаурдак и Байрам-Али) достигает величины более 100 г/л, в Центральных Каракумах — от 50 до 100 г/л и выше, а на Красноводском полуострове — от 25 до 50 г/л.

В геосинклинальной области сохраняется обстановка застоя подземных вод и продолжают процессы метаморфизации. Вероятно, именно в палеогене — начале неогена происходит окончательное формирование современного состава вод неокомских отложений.

В нижнем-среднем миоцене в центральных и западных областях происходит лишь незначительное отжатие крепких и слабых рассолов, так как с этого времени здесь почти не происходит прогибания, а отлагавшиеся осадки имеют весьма незначительную мощность, не играющую существенной роли в дальнейшем уплотнении осадков неокома. В районах Кушки, Гаурдака, Байрам-Али отжатия практически не происходит и гидродинамическая активность затухает. Область Центрального Копет-Дага в результате тектонических движений, вызвавших поднятия, выходит на дневную поверхность, в результате чего начинается размыв, захвативший и отложения неокома. Здесь, видимо, имело место разбавление рассолов инфильтрационными водами.

Условия формирования вод неокома, подобные нижне-среднемиоценовым, продолжали существовать в верхнем миоцене-среднем плиоцене и в верхнем плиоцене.

Площадь зоны формирования вод в условиях ограниченного уплотнения несколько сужается, а в горных районах, вышедших на дневную поверхность в это время (Копет-Даг, Большой Балхан, Гаурдак), в результате разбавления высокоминерализованных вод неокомских отложений инфильтрационными образовались зоны смешения вод, различных по величине минерализации.

Воды отложений апта

В аптский век наблюдается дальнейшее развитие нижнемеловой трансгрессии, в связи с чем происходит повсеместное накопление морских отложений. Море покрыло Карабогазскую сушу и северо-восточ-

ную окраину Туркмении. Амплитуда прогибания дна бассейна увеличивается, достигая максимального значения в геосинклинальной области (Копет-Даг). В конце аптского века усиление положительных тектонических движений привело к сильному обмелению моря в Приамударьинском и Гаурдак-Кугитангском районах. Аптское море характеризовалось в основном нормальной соленостью, лишь к юго-востоку происходило некоторое возрастание минерализации морских вод. Повсеместно на территории Туркмении в аптское время отлагались терригенные осадки, представленные в основном переслаивающимися песками, песчаниками, алевролитами и глинами. В направлении с юго-востока на север и запад наблюдается увеличение песчанистого материала.

Геосинклинальная область характеризуется интенсивным прогибанием морского дна и наибольшей мощностью осадков. По условиям формирования пластовых вод отложений апта здесь в зависимости от мощностей глинистых толщ существовали две зоны: область формирования вод в условиях интенсивного уплотнения и область формирования вод в условиях ограниченного уплотнения. Для остальной территории характерно формирование вод при умеренном уплотнении песчано-глинистых осадков.

В альб-сеноманское время аптские отложения испытывают наиболее интенсивное уплотнение в восточной части геосинклинальной области, где суммарная мощность аптских и вышележащих пород достигает 900 м на юго-востоке исследуемой территории (Фарабский, Байрамалийский, Гаурдакский районы). Здесь суммарная мощность отложений изменяется в пределах 670—980 м, в связи с чем начинается интенсивное отжатие поровых вод. В центральных и западных областях Туркмении, где в разрезе апта увеличивается содержание песчанистого материала, интенсивность уплотнения уменьшается. Воды по минерализации, вероятно, слабосоленые. В западной части геосинклинальной области воды отложений апта находятся, вероятно, в относительно спокойной обстановке, где действуют процессы метаморфизации, и минерализация их достигает 35—50 г/л.

В турон-датское время почти на всей территории республики (кроме геосинклинальной области, где дальнейшая метаморфизация вод происходит в застойной обстановке) продолжается интенсивное отжатие поровых вод — глубины залегания варьируют в пределах 2100—1200—900 м. На юго-востоке, наряду с солеными водами, присутствуют и слабые рассолы; в центральных областях — соленые.

Наиболее интенсивное повсеместное уплотнение, а следовательно, и отжатие поровых вод происходит в палеогене—начале неогена (нижнем и среднем миоцене), когда суммарная мощность апта вместе с вышележащими отложениями достигает 1000—2300 м. Вероятно, на данном этапе происходит медленное продвижение отжимаемых вод из зоны максимальных мощностей, то есть в направлении с юга и юго-востока на север и северо-запад. В это же время, по-видимому, формируется и современный состав подземных вод. Уже с верхнего миоцена—среднего плиоцена величина минерализации вод апта более 100 г/л, вероятно, устанавливается на всей территории, за исключением областей Копет-Дага, Большого Балхана, Туаркыра, Гаурдак-Кугитанга, которые в результате тектонических движений выходят на поверхность.

Здесь образуются воды, пестрые по величине минерализации, за счет разбавления высококонцентрированных вод апта инфильтрационными водами. Ограниченное отжатие поровых растворов продолжается лишь в центральных и западных областях, на остальной территории отжатия практически не происходит и метаморфизация вод апта продолжается в условиях застоя.

Альб-сеноманское время характеризуется в основном отрицательными движениями, приводившими к мощным морским трансгрессиям, имеющим максимальное развитие в начале альба. Наибольшей амплитудой прогибания характеризуется Восточно-Копетдагская и Репетек-Мургабская зоны. Остальная территория прогибается в более замедленном темпе. Повсеместно происходит накопление мощных терригенных толщ, преимущественно песчанисто-глинистого состава, причем в направлении к северу и западу количество глинистого материала уменьшается и преобладающее место в разрезах занимают песчаники и алевролиты. Максимальные мощности отложений альба-сеномана установлены в Копет-Даге и Байрамалийском районе, минимальные — на Красноводском полуострове. Морской бассейн этого времени характеризуется нормальной солёностью. На территории Туаркыра неоднократно происходила смена морского режима континентальным. На изучаемой площади выделяются несколько участков, различных по условиям формирования пластовых вод. В центральной и восточной частях Копетдагской геосинклинали происходило интенсивное прогибание и захоронение седиментационных вод в песчаных толщах, сопровождающееся ограниченным их уплотнением. В восточных и юго-восточных районах (Фарабская, Гаурдакская, Байрамалийская и Гагаринская площади) формирование пластовых вод происходило в обстановке умеренного уплотнения песчано-глинистых осадков. В Центральных Каракумах, на северной окраине республики и на Красноводском полуострове формирование пластовых вод альб-сеномана, вследствие незначительных мощностей глинистых пород, происходило в обстановке ограниченного уплотнения.

В турон-датское время отложения альба-сеномана погружаются на значительные глубины, вследствие чего начинается отжатие поровых вод. Наиболее интенсивно оно на юге и юго-востоке, где отложения альба-сеномана преимущественно глинистые, и менее интенсивно в других районах, где состав отложений более песчаный. На юге и юго-востоке глубина погружения альб-сеноманских отложений достигает 900—1850 м. В этом районе формируются, по-видимому, слабо соленые воды.

В Центральных Каракумах и в северных областях республики суммарная мощность отложений альба-сеномана и турона-дания достигает 760—870 м, но вследствие уменьшения содержания глины интенсивность отжатия снижается.

Максимальной глубины погружения (1900—2100 м) альб-сеноманские отложения достигают в восточных и юго-восточных районах в палеогене—нижнем-среднем миоцене. Минерализация вод повышается до 35—100 г/л.

В центральных и западных районах суммарная мощность увеличивается до 800—1100 м. Минерализация вод достигает 35—50 г/л. По-видимому, уже в нижнем-среднем миоцене формировался современный состав и минерализация вод. На этом же этапе, возможно, начинается медленное движение отжимаемых вод в стороны пониженных давлений — к северу, западу и югу от Мургабской впадины. Одновременно с движением в это время может происходить разгрузка отжимаемых вод по зонам разрывных нарушений в районах Центральных Каракумов и Питняка.

В горных сооружениях (Копет-Даг, Гаурдак-Кугитанг, Большой Балхан, Туаркыр) формируются воды, пестрые по величине минерализации вследствие влияния инфильтрационных вод.

Начиная с верхнего миоцена — нижнего-среднего плиоцена ограниченное отжатие продолжается лишь в центральных и северных областях, на остальной территории метаморфизация вод происходит в обстановке застоя, так как отжатия вследствие значительных (2100—2400 м) глубин (юго-восток) и большого количества песчанистого материала (запад и геосинклинальная область) практически не происходит.

Воды отложений турона-дания

Начало турон-датского времени ознаменовалось возобновлением морской трансгрессии, достигшей максимального развития в сенонское время. Условия осадконакопления не были одинаковыми на всей территории Туркмении. Если в первой половине туронского века повсеместно происходило накопление терригенного материала, то со второй половины турона в западных и центральных районах республики условия осадконакопления меняются и до конца датского века здесь происходит накопление карбонатных осадков (известняков и мергелей). В восточной части территории (граница условно проводится восточнее меридиана Ташауз—Душак) для всего разреза турона-дания характерно распространение терригенных пород — песков, песчаников, алевролитов и глин с подчиненным значением известняков и мергелей. В центральных районах Туркмении турон представлен терригенными породами, а сенон и даний — карбонатными.

Районы Гаурдак-Кугитанга и Копет-Дага были в это время областью, где отмечалась максимальная амплитуда прогибания дна бассейна. Для северной, центральной и западной частей территории характерно значительное уменьшение мощностей турон-сенонских отложений. На территории, расположенной восточнее условной границы смены литологического состава, формирование пластовых вод происходило в обстановке умеренного уплотнения песчано-глинистых осадков, а на западной — в обстановке ограниченного уплотнения вследствие незначительной глинистости отложений. В границах Туркмении на рубеже маастрихтского и датского времени произошел общий подъем.

В центральных и северных районах республики континентальный цикл не оказал почти никакого влияния на состав пластовых вод, главным образом вследствие непродолжительного существования и незначительных отметок размываемой территории. В районах Красноводского полуострова и Туаркыра континентальный режим неоднократно устанавливался в туроне, сеноне и в конце датского века. Частое чередование континентального режима с морским могло оказать влияние на величину минерализации подземных вод отложений турона-дания. Здесь, вероятно, происходит разбавление соленых морских вод инфильтрационными. Наряду с солеными захоронялись также и слабо-соленые воды. На остальной территории накапливались морские воды нормальной солености.

Наиболее интенсивное прогибание и отжатие поровых вод происходило в палеогене—нижнем-среднем миоцене в восточных и юго-восточных районах, где суммарные мощности турон-сенонских и палеогеновых отложений достигают 1200—1600 м.

В это же время в период наиболее интенсивного отжатия поровых вод может происходить их разгрузка по зонам тектонических нарушений в районах Сары-Камыша, Кара-Шора, Питняка, Центральных Каракумов.

В местах выхода на поверхность в результате тектонических дви-

жений отложений турана-дания (Копет-Даг, Большой Балхан, Туаркыр, Султан-Уиз-Даг, Гаурдак-Кугитанг) образуются зоны смешения слабосоленых вод с инфильтрационными пресными водами.

Наряду с факторами, приводящими к изменению состава и минерализации вод в региональном плане, по-видимому, очень большую роль играют и местные, возникающие при формировании и разрушении месторождений углеводородов.

В связи с этим попробуем разобраться в природе отмеченных ранее явлений падения минерализации и изменения состава вод в сводных частях нарушенных складок (Зеагли, Султан-Санджар) и изменения состава вод (Гаурдак). Ранее нами высказывалось предположение, что падение минерализации в зонах разрывных нарушений связано с процессами разбавления захороненных метаморфизованных вод водами грунтового потока (Зеагли) или инфильтрационными атмосферными осадками. Не исключая возможности этого явления в горизонтах, обнажающихся на дневной поверхности или же залегающих неглубоко от нее, следует признать, что падение минерализации и изменение состава может быть вызвано и другими причинами.

Уже говорилось, что рядом исследователей высказывалось предположение о существовании в районе Зеагли (Борзасекова, 1962 и др.) и Султан-Санджаре современной разгрузки вод глубоких горизонтов или же о существовании здесь древней разгрузки. Также отмечалось, что в настоящее время возможна разгрузка только вод верхних горизонтов мезозоя. В этапы интенсивного уплотнения пород, несомненно, происходило значительное перемещение пластовых вод и, конечно, в зонах крупных разрывных нарушений могла происходить разгрузка вод глубоких горизонтов. Однако вряд ли основным следствием разгрузки могло бы явиться образование зон менее минерализованных вод или вод, резко отличных по составу на участках вероятного ее проявления. Любопытно, что участки развития этих вод находятся вблизи крупных скоплений углеводородов: Зеагли — вблизи Дарвазы, Гаурдак — вблизи Кокмьяра. Основные отличия вод этих участков: обедненность йодом, бромом, кальцием и обогащенность сульфатами могут быть вызваны опресненными конденсационными водами, образующимися при конденсации водяных паров, поступающих в верхние горизонты из глубоко залегающей газовой залежи.

Наоборот, по-видимому, быстрое разрушение газовых залежей верхних горизонтов месторождений сопровождается испарением значительных объемов воды, что приводит к резкому увеличению минерализации вблизи зон разрывных нарушений. Эта гипотеза Миллса и Уэлла применена для объяснения гидрохимической зональности Западно-Туркменской депрессии В. В. Семеновичем (1957), В. В. Семеновичем и Л. Г. Соколовским (1964). Вероятно, с разрушением залежей интенсивно формирующихся складок связана повышенная минерализация вод на относительно небольшой глубине в передовых складках Копет-Дага (Бази). По-видимому, в более глубоких горизонтах величина минерализации будет несколько меньше.

В числе «местных» факторов, обуславливающих изменение минерализации и состава пластовых вод, большое значение, вероятно, также имеют выщелачивание соленосных толщ в участках соприкосновений с ними подземных вод, а также аккумуляция пластовыми водами продуктов гидротермальной деятельности. Истинная роль каждого из этих явлений в условиях Туркмении еще не выяснена. Однако существуют косвенные показатели, указывающие на связь состава пластовых вод некоторых областей именно с этими явлениями. Так, относительная

обедненность подземных вод гаурдакского серного месторождения йодом, бромом, кальцием может быть связана не только с процессами разрушения газовой залежи, но и с выщелачиванием солей. Действительно, воды, соприкасающиеся с соленосными толщами, как правило, отличаются крайне низким содержанием йода, брома, кальция. Не исключено, что рассматриваемая гидрохимическая аномалия образована совместным действием этих двух процессов.

Здесь же в водах одной из свободно переливающихся скважин отмечено повышенное содержание свинца (2,5 мг/л) и цинка (5,0 мг/л). Это связано или с существованием на глубине рудной залежи или же с выщелачиванием соленосной толщи, отличающейся высокими сорбционными свойствами (Казаков, Седлецкий, Соколовский, 1963).

Таким образом, пластовые воды платформенной части республики сформировались в результате сложных процессов, заключающихся в стадийности отжатия поровых растворов в пласты-коллекторы и в длительной метаморфизации этих вод, а также метаморфизации вод, заключенных в гидравлически изолированных, практически неуплотняющихся осадках.

Процесс отжатия поровых вод из глинистых толщ нижнего мела на большей части ТССР практически окончен. Отжатие поровых вод из глинистых толщ верхнего мела — палеогена, по-видимому, происходит еще интенсивно. В целом на платформе формирование состава пластовых вод глубоких горизонтов происходит крайне медленно. Стадийность отжатия поровых вод в сочетании с отмеченными процессами и обусловили вертикальную гидрохимическую зональность этого района.

Особо следует остановиться на вероятной схеме образования межкристаллических рассолов соляно-ангидритовых толщ верхней юры. Рассолы получены скважинами на Керкидагской, Майской, Байрамалийской, Сакарской, Шараплинской разведочных площадях и на Гаурдакском месторождении калийных солей.

Для всех проявлений общими являются следующие особенности:

1. Высокое значение минерализации (350—540 г/л), близкое к максимальной величине насыщения рассолов.

2. Крайне высокое содержание широкого круга элементов (брома, калия, йода и др.).

3. Резкое сокращение дебита в коротком промежутке времени после начала фонтанирования. Причем большинство проявлений характеризуется высоким значением дебита в начале фонтанирования. Исключая район Гаурдака, рассолы вскрыты скважинами на больших глубинах, превышающих 2900 м.

Природа рассолов недостаточно ясна. Удаленность площадей, где получены рассолы, на большие расстояния друг от друга и часто высокие дебиты скважин в начале проявления позволяют предположить существование мощного горизонта рассолов, развитого на большой площади. Однако более обоснованно предположение о локальном их распространении. В пользу этого говорят следующие факты. Во-первых, резкое сокращение дебитов вскоре после начала фонтанирования. Правда, это явление может быть вызвано резкой сменой физических условий рассолов такой минерализации при их выходе на дневную поверхность. Однако это же явление отмечено и на Гаурдакском месторождении, где соли залегают на небольшой глубине, а первоначальный дебит составлял всего 0,2 л/сек. Во-вторых, далеко не повсеместное развитие рассолов в районе детально изученного на большой площади Гаурдакского месторождения, где из большого числа пробуренных

скважин рассолы встречены только в трех. Различие состава рассолов рассматриваемых площадей (преобладание среди катионов магния в Гаурдаке и кальция на Керкидагской площади), обогащенность рассолов йодом и нафтеновыми кислотами, отсутствующими в солях, позволяют предположить, что рассолы не являются реликтовыми, а проникли в соли по зонам разрывных нарушений из подстилающих соль отложений в момент формирования складок, которые затем были залечены вследствие высокой пластичности солей. Воды проникли в разное время, что и обусловило различную степень их метаморфизации.

ЛИТЕРАТУРА

Алексин А. А., Чеховских М. М. О моделировании гидрогеологических процессов, протекающих в глубоких недрах земной коры. «Вестник Московского Университета», сер. IV. Геология. М., 1964.

Альтовский М. Е. Формирование химического состава глубоких высокоминерализованных рассолов. «Информ. бюлл. ВСЕГИНГЕО», 1957, № 2.

Бабинец А. Е. О роли поровых растворов в формировании подземных вод. Сб. «Проблемы гидрогеологии». Госгеолтехиздат, 1960.

Борзасекова Л. Г. О скрытой разгрузке глубинных вод Каракумского артезианского бассейна. «Изв. АН ТССР», 1962, № 2.

Бултар М. С. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа (на примере Предкавказья и Степного Крыма). Гостоптехиздат, М., 1963.

Вассоевич Н. Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков. «Новости нефт. техн.», 1960, № 4.

Валяшко М. Г. Общие закономерности формирования химического состава природных вод. Гидрохимические материалы, вып. XXI, 1954.

Виноградов А. П. Химическая эволюция земли. Изд-во АН СССР, 1959.

Деригольц В. Ф. Основной планетарный первоисточник природных вод Земли. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 11, 1962.

Казаков В. Ф., Седлецкий В. И., Соколовский Л. Г. О подземных водах Гаурдак-Кугитангского района. «Изв. АН ТССР», сер. ФТХиГН, № 6, 1963.

Карцев А. А., Вагин С. Б. Палеогидрогеологические исследования при изучении формирования нефтегазовых скоплений (на примере мезозойских отложений Предкавказья). «Сов. геол.», № 8, 1962.

Кротова В. А. Значение гидрохимических показателей для изучения нефтеносных структур Второго Баку. Геол. сб. (доклады и статьи), т. 3 (VI), ВНИГРИ, НИТО нефтяников. Гостоптехиздат, 1955.

Капченко Л. Н. О природе хлоридных глубинных рассолов. «Сов. геол.», № 3, 1962.

Лслитадзе В. Д. О роли процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. ДАН СССР, т. 98, № 3, 1954.

Лолитадзе В. Д. Стадии формирования свойств глинистых пород при их литификации. ДАН СССР, т. 102, № 4, 1955.

Мухин Ю. В. Историко-геологический метод изучения уплотнения глинистых осадков и его приложение к вопросам изучения гидрогеологии больших глубин. БМО, отд. геол. № 6, 1962.

Семенович В. В., Соколовский Л. Г. О зональности пластовых вод Туркмении. «Изв. АН ТССР», сер. ФТХиГН, № 6, 1964.

Семенович В. В. Подземные воды Челекена. «Изв. АН ТССР», № 5, 1957.

Уэллер Д. Ж. Уплотнение осадков. Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых. Гостоптехиздат, 1961.

Филатов А. В. О теории гравитационной дифференциации подземных вод. Изд-во АН СССР, 1957.