

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт

ТАДЖИКСКАЯ КОМПЛЕКСНАЯ ЛАБОРАТОРИЯ

ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ТАДЖИКИСТАНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ИРФОН»

Всесоюзный научно-исследовательский
геологоразведочный нефтяной институт
ТАДЖИКСКАЯ КОМПЛЕКСНАЯ ЛАБОРАТОРИЯ

553.98

ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ТАДЖИКИСТАНА

Выпуск 1

ВУУ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ИРФОН»
Душанбе 1969



Редакционная коллегия сборника:

МЕЛАМЕД Я. Р., МАНДЕЛЬШТАМ М. И.
ГОТГИЛЬФ А. В., САФЬЯН Л. М., АНДРЕЕВ Ю. Н.

ПРЕДИСЛОВИЕ

С самого начала планомерных геологических исследований на территории Таджикской депрессии, значительную часть которой занимает юго-западный Таджикистан, достаточно остро стоял вопрос о перспективах нефтегазоносности этого района. После первых удачных скважин на структурах Хаудаг и Уч-Кызыл (1934—1940 гг) интерес к этой сложной геологической провинции значительно возрос и ожидаемые перспективы намного увеличились. Однако, сложность геологического строения, недостижимость глубоких горизонтов для данного уровня техники бурения и резкое сокращение интенсивного прироста запасов, вызвали ощутимый спад деятельности геологов, направленной на выявление и изучение ресурсов нефти и газа.

Последующие открытия богатых запасов газа и нефти на сопредельных территориях западного Таджикистана в отложениях, прослеживающихся так же и на территории Таджикской депрессии, вновь повысило ее ценность как потенциальной кладовой богатых запасов нефти и газа.

В 1959 г. по инициативе ЦК КП Таджикистана при содействии ВНИГРИ была создана Таджикская комплексная лаборатория ВНИГРИ, в задачу которой входило создание научно-обоснованной базы для дальнейших поисковых работ на нефть и газ. К этому времени в республике имелось одно открытое газовое месторождение — Кызыл-Тумшук.

В течение 1960—1967 гг. в Таджикистане были разведаны еще 6 месторождений нефти и газа, и, что особенно важно, были открыты газовые залежи в мезозойских отложениях, аналоги которых продуктивны в западном Узбекистане и Афганистане. Этот факт подтвердил прогноз геологов о наличии еще одного нефтегазоносного этажа в разрезе мезокайнозоя Таджикской депрессии. Однако, трудности, связанные с выявлением, подготовкой и вскрытием глубоко погруженных структур, продолжают оставаться актуальными и задача дальнейшего научного обоснования поисков нефти и газа стоит в республике, пожалуй, острее, чем в большинстве других нефтегазоносных районов. Значительное увеличение в последнее время количества опубликованных работ, посвященных нефтяной геологии Таджикистана, отражает остроту стоящих перед нефтяниками Таджикистана проблем и ставит на повестку дня все новые и новые вопросы.

Настоящий сборник является обобщением некоторых работ Таджикской комплексной лаборатории в этой области. Он не является результирующим итогом семилетней деятельности лаборатории, так как значительная часть работ сотрудников публиковалась в периодических специальных изданиях и в сборниках, выпускавшихся Таджикским геологическим управлением. В основную задачу предлагаемого сборника входит освещение наиболее актуальных и слабо разработанных вопросов нефтяной геологии юго-западного Таджикистана.

Сборник содержит ряд новейших данных и выводов по био- и литостратиграфии продуктивной толщи мезо- и кайнозоя, ряд статей посвящен строению и закономерностям формирования основных типов структурных ловушек, а также тектонике, неизученной глубоким бурением, но перспективной в отношении нефтеносности восточной части юго-западного Таджикистана (Кулябская зона).

Большое внимание в сборнике уделено вопросам геохимии, нефтяной гидрогеологии, характеру покрышек и литологической изменчивости коллекторов, что особенно важно для познания условий формирования месторождений нефти и газа. Ряд статей посвящено непосредственно геологии района, в сборник включено несколько работ, посвященных методике исследований, что может вызвать интерес более широкого круга читателей.

Данная работа является первой из периодических изданий, которые будут публиковаться ежегодно с целью отразить результаты работ по поискам и разведке нефтяных и газовых месторождений. Он является следствием одной из рекомендаций ЦК КП Таджикистана, направленных на интенсификацию решения вопросов выявления реальных запасов нефти и газа в Таджикистане. В дальнейшем в нем наряду с работами Таджикской комплексной лаборатории ВНИГНИ будут систематически публиковаться работы, представленные производственными организациями Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР и НПУ «Таджикнефть», направленные на выяснение вопросов геологического строения и перспектив нефтегазосности Таджикской ССР.

Ю. Н. Андреев

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕГО МЕЛА ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА И ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ *

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕГО МЕЛА

Меловые отложения юго-востока Средней Азии издавна привлекали внимание исследователей благодаря редкой полноте разрезов, чрезвычайному разнообразию фациального состава, сложности строения и значительным мощностям (до 2,5 км). Примерно половина этой толщи приходится на долю нижнемеловых отложений, в составе которых преобладают континентальные и лагунные осадки, почти не содержащие органических остатков. Все эти причины обусловили создание целого ряда стратиграфических схем, часть из которых представляет сейчас для нас лишь исторический интерес. Первая из них была создана С. Н. Михайловским в 1914 году, но особенно интенсивно нижний мел изучался последние 30 лет, в результате чего вопросам стратиграфии, литологии и палеонтологии было посвящено свыше 200 статей и несколько монографий.

Основу литостратиграфического деления нижнего мела на свиты заложил Н. П. Херасков (1934). Впоследствии в своей совместной работе с В. А. Вахрамеевым и А. В. Пейве он предпринял попытку распространить это деление на районы к северу и востоку от Гаурдак-Кугитангского района Туркмении. Нижний мел к востоку от Сурхан-Дарьи он подразделил на 3 возрастных комплекса (см. рис. 1). Однако, это деление можно было распространить лишь до хребта Бабатаг, так как восточнее оно было построено на неправильно составленных разрезах.

Впервые С. Н. Симаков (1952, 1959) дал детальную стратиграфическую схему меловых отложений всего юго-востока Средней Азии. Выделенные им свиты оказали значительную помощь в расчленении и корреляции мела и нашли широкое применение, но только для верхнемеловых и альбских отложений, потому что нижние свиты апта и неокома так и не заменили ранее выделенных Н. П. Херасковым. Но и для альбского яруса эти свиты были впоследствии отвергнуты, ибо они не отвечали правилам выделения литостратиграфических единиц. Возрастное подразделение нижнемелового разреза, произведенное С. Н. Симаковым, в значительной мере устарело и ныне не отвечает накопленному фактическому материалу.

Основу современного представления о возрасте местных стратиграфических подразделений и первые наброски подъярусного деления апта

* Статья является первой частью общей работы по нижнему мелу. Вторая часть работы: «Региональная корреляционная схема нижнего мела» должна быть опубликована в последующих выпусках сборника (ред.).

и альба заложил Н. П. Луппов (1938, 1959, 1965). Его исследования охватывают значительный период, начиная с 30-х годов, но они касались, в основном, юго-западных отрогов Гиссарского хребта, в особенности южных районов. Однако и для западных районов Таджикской депрессии Н. П. Луппов впервые правильно наметил корреляцию средне- и верхнеальбских отложений Бабатага и Карши-Тау с разрезами юго-западных отрогов Гиссарского хребта.

Впоследствии В. Н. Шванов (1961, 1962), занимавшийся стратиграфией нижнего мела Таджикской депрессии, уточнил и отчасти детализировал существующую схему. Он впервые доказал возможность выделения в западных районах депрессии карабильской, альмурадской и кызылташской свит, которые были впоследствии протянуты В. В. Болтышевым в восточные районы. Схема В. Н. Шванова не была свободна от ряда ошибок, поскольку автор ограничил свои исследования только районами юго-западного Таджикистана. При этом палеонтологические остатки им почти не изучались. Создалось положение, при котором стратиграфические схемы юго-запада Таджикистана и западных районов, этого геологически единого региона, значительно не увязаны. Если в юго-западном Гиссаре в практике применяется, в основном, хроностратиграфическая схема Н. П. Луппова, то в районах Таджикской депрессии крупномасштабное картирование ведется по литостратиграфической схеме В. Н. Шванова. Все это создает известные неудобства не только в геологическом картировании, так как требует, по меньшей мере, трех различных легенд, но и при составлении других специальных карт для всего региона в целом.

За последние 6—7 лет, в связи с открывшейся перспективностью на нефть и газ, нижнемеловые отложения почти на всей площади описываемой территории подвергались тщательному изучению как по естественным обнажениям, так и по данным бурения. Неизученным остался только Кулябский прогиб, где меловые породы скрыты под мощным чехлом кайнозойских отложений. В настоящее время нижний мел вскрыт скважинами в Сурхандарьинском и Душанбинском прогибах, в Кафирниганской зоне, на ряде структур в юго-западных отрогах Гиссара. Значительно пополнились сведения о строении нижнего мела в сопредельных районах Средней Азии и в Северном Афганистане.

Личные исследования автора охватывают 1960—1967 годы. За это время было изучено свыше 100 разрезов естественных обнажений и скважин во всех структурно-фациальных зонах нижнего мела. Комплексное изучение разреза как биостратиграфическим, так и литофациальными методами, которые сопровождались монографическим изучением маркирующей фауны: пелеципод (Л. А. Ануприенко), остракод (автор), фораминифер (В. И. Корчагин и данные Е. А. Жуковой), а также использование новых данных по стратиграфии нижнего мела, содержащихся в работах: Л. А. Ануприенко, Т. Н. Богдановой, В. В. Болтышева, Е. Г. Винокуровой, М. Р. Джалилова, Е. А. Жуковой, В. Д. Ильина, Н. П. Луппова, Г. Г. Мирзоева, Х. Х. Миркамалова, В. Н. Полякова, А. Я. Фроленковой, Ю. Г. Юртаева позволили придти к тем основным выводам, которые в кратком виде излагаются в данной статье.

Накопившийся фактический материал позволяет по-новому осветить ряд спорных вопросов стратификации и корреляции нижнемеловых отложений и дать основные положения для составления региональной корреляционной схемы рассматриваемой области в связи с предстоящим в 1969 году совещанием по разработке и принятию унифицированной схемы нижнемеловых отложений Средней Азии.

Граница юрской и меловой систем в районах юго-востока Средней Азии, как известно, не установлена. Она проводится либо в основании карабильской свиты, либо в ее середине, или в кровле. Существует точка зрения о проведении этой границы в основании гаурдакской свиты. Наибольшее признание до последнего времени было за первой точкой зрения, но в последнее время широким признанием пользуется и третья точка зрения, выдвигаемая Н. П. Лупповым. Автор придерживается первой точки зрения по следующим обстоятельствам:

1. Проведение границы по кровле карабильской свиты обосновывается сторонниками этих взглядов, исходя из предполагаемого ими валанжинского возраста альмурадской свиты и трансгрессивного характера берриаских отложений по всей территории Средней Азии. Это обоснование не может считаться убедительным, так как валанжинский, или, по крайней мере, только валанжинский возраст альмурадской свиты оспаривается; между карабильской и альмурадской свитами не обнаружено регионального несогласия, а найденные в карабиле *Estheria ex gr. middendorfi* Jones, близкие вельдским формам, и споры и пыльца (Алиев и др., 1965) косвенно указывают на меловой возраст последней.* Родовой комплекс остракод, обнаруженных в основании карабильской свиты, к сожалению, не может пролить свет на этот вопрос, так как эти роды широкого вертикального распространения. Однако, присутствующая среди этих форм *Stravia* sp. близка представителям этого рода из альмурадской свиты.

2. На большей части Туранской платформы неокон (морской горизонт под красной толщей на Устюрте) действительно трансгрессивно залегает на различных горизонтах юры (Гарецкий и др., 1965). Однако, возрастной диапазон этой толщи твердо не установлен. Известно только, что она включает в себя готерив, возможно, валанжин, а местами, видимо, и берриас (в Ассакеауданском прогибе). Совершенно не исключено (а готеривский возраст морских прослоев в альмурадской свите подтверждает это) что берриас — валанжинская трансгрессия менее широкая, чем раннеготеривская (например, на Устюрте, в южной Эмбе, в Туаркыре и вероятно на Мангышлаке) могла не достигать восточных, окраинных районов, какими являются юго-западные отроги Гиссарского хребта. Если это так, то в Афгано-Таджикской впадине отложения, относимые к берриасу и валанжину, окажутся континентальными, что естественно при возрастном скольжении формаций от центров бассейна к окраинам его и тогда карабильскую свиту нужно относить к мелу. Положение карабильской свиты в разрезе мезозоя могло бы быть установлено детальным прослеживанием ее от юго-западных отрогов Гиссара к западу по скважинам, но такого сопоставления на имеющемся фактическом материале сделать нельзя. Расчленение разрезов скважин в Фараб-Керкинском, Байрамалинском и Кабаклы-Питнякском районах (Типовые разрезы, 1966) в основном строится по сопоставлению с юго-западными отрогами и все спорные вопросы стратиграфии этих районов автоматически переносятся и на сопредельные районы.

Учитывая все вышеизложенное и опираясь на готеривский (повидимому нижний готерив) возраст морских слоев альмурадской свиты, отсутствие несогласия между альмурадской и карабильской свитами и наличие в последней эстеров, остракод и спорово-пыльцевых остатков мело-

* В самое последнее время в верхней части карабильской свиты (скв. 1. Денгиз-Куль, 1957 м.) мною были определены пресноводные остракоды прекрасной сохранности: *Cypridea brevirostrata* Martin., известные в высоком вельде ФРГ.

вого облика, мы относим карабильскую свиту к берриасу и валанжину (последний возможно не в полном объеме). Сказанное позволяет нам оставить границу юры и мела там, где она впервые была проведена С. Н. Михайловским (1914) и принята практикой — в основании карабильской свиты.

Коротко нужно сказать, что вопрос о проведении границы внутри карабильской свиты должен быть снят, так как фактический материал свидетельствует об отсутствии несогласия между ее нижней и верхней пачками, а имеющиеся палинологические данные не могут решить этот вопрос.

Мнение В. И. Браташа о проведении границы юры и мела в основании гаурдакской свиты нами подробно не рассматривается ввиду того, что палеонтологические данные Е. А. Репман (1964) о киммеридж-титонском возрасте этой свиты не пересмотрены, правильность определения этой фауны сомнению не подвергалась, а стратиграфическое распространение этих пелеципод не позволяет считать их меловыми. Не опаривая наличие гулиобской свиты (она имеется в Шаргуне) и несогласия между гаурдакской и гулиобской свитами, мы не считаем возможным принять точку зрения В. И. Браташа по причинам вышеизложенным.

О ВОЗРАСТЕ АЛЬМУРАДСКОЙ И КЫЗЫЛТАШСКОЙ СВИТ.

Как уже говорилось выше, впервые Н. П. Луппов отнес альмурадскую свиту целиком к валанжину, включая берриас, на основаниях, которые были отмечены выше при разборе вопроса о границе юры и мела.

В настоящее время из альмурадской свиты юго-западных отрогов имеются многочисленные остатки различных групп животных. Помимо рудистов,* неринеид, тригоний типа *Trigonia caudata* Ag., неоднократно указывающихся различными исследователями, из доломитового пласта известны: *Echinobrissus* (*Nucleolites*) cf. *bourguignati* Ag. (определения Е. С. Попецкой) *Astarte sinuata* Woods, *A. subcostata* Orb., *Tellina* (*Argopada*) *subconcentrica* Orb., *Astarte beaumonti* Leym. (определения Л. А. Ануприенко), плохой сохранности брахиоподы, единичные фораминиферы и многочисленные остракоды. Последние распространены по всему разрезу и встречаются как в красноцветных алевроитовых глинах, так и в сероцветных известково-доломитистых глинах в верхней половине этой свиты. Особенно многочисленны они в северо-западных разрезах (Айгутан, Кантау, Баба-Сурхан), откуда были впервые отмечены М. Н. Граммом, определенные им как *Candona* aff. *pellucida* An. и недавно переопределенные автором как *Malzevia* ex gr. *pellucida* (An.) В Англии, откуда они были впервые описаны, эти формы распространены в верхах вельда, который охватывает там отложения от верхов берриаса до баррема включительно. В Средней Азии *Malzevia* ex gr. *pellucida* (An.) встречаются нами в 49 скважине в Айбугуре (1067—1070 м.) в самых верхах морского горизонта, залегающего ниже красноцветной свиты баррема. В нескольких метрах ниже этого интервала богатый комплекс остракод (*Lubimovina denticulata* Shar., *Postheroprotychere propria* Shar., *Anthepaijenborchella* sp. I, *Protychere* sp. nov., *Macrodentina* (*Dictiocythere*) sp. I, М. (Д) sp. 2, *Calliaecytheridea neocomiensis* Lub, позволяет сопоставлять включающие их отложения с пелециподовой свитой Эмбы, готеривский возраст которой определяется аммонитами. Неокомский возраст данного горизонта обосновывается в работе Р. Г.

* Тщательные поиски рудистов в доломитовом пласте не дали, однако, никаких результатов. Полагаю, что рудисты повидимому отсутствуют здесь вообще, а к ним могут быть ошибочно причислены слепки ходов илоедов, часто переполняющие доломит.

Гарецкого и других (1965). * Остракоды, обнаруженные нами в нижней красноцветной пачке альмурадской свиты, принадлежат к пресноводному роду *Syrpridea* и ближе пока не определялись.

Таким образом, остракоды, содержащиеся в верхней половине альмурадской свиты, свидетельствуют о готеривском возрасте включающих их пород. На этот же возраст указывают и содержащиеся в доломитовом пласте остатки пластинчатожаберных моллюсков, так как приведенные выше виды до сих пор не встречались в отложениях берриаса и валанжина, за исключением *Pterotrignia caudata* Ag. Но и последний вид, если он определен правильно, скорее говорит в пользу готеривского возраста доломитового пласта, так как по данным А. А. Савельева (1958) группа *Pterotrignia caudata* Ag. распространена от валанжина до сеномана включительно. Сам вид очень широко распространен в нижнем готериве Мангышлака. Начиная от готерива по апт включительно, этот вид чрезвычайно широко распространен в Средней Азии и при его описании А. А. Савельев не указывает ни одной формы из валанжина. Вид этот очень редкий в верхнем валанжине Швейцарии и Южной Франции часто встречается в готериве и барреме Западной Европы, Крыма, Копет-Дага, Туаркыра.

Указывавшиеся из альмурадской свиты брахиоподы *Sellithiris ex gr. valdensis* Log. не противоречат готеривскому возрасту доломитового пласта, так как данный вид распространен не только в валанжине, но встречается и в готериве Кавказа. Вывод о готеривском (по всей вероятности раннеготеривском) возрасте альмурадской свиты хорошо согласуется с общим ходом геологической истории Средней Азии в ее платформенных участках. Морская трансгрессия, начавшаяся в барриасе, не охватила всех районов (в частности Туаркыр) и, постепенно расширяясь, в раннем готериве достигла окраинных юго-восточных районов, сменившись в позднем готериве и раннем барреме эпохой накопления красноцветных толщ: кызылкырской свиты в Туаркыре, кугусемской на Мангышлаке, красноцветной свиты Эмбы и Устюрта, кызылташской свиты в юго-восточных районах.

Приняв, таким образом, раннеготеривский возраст для толщи, содержащей морскую и солоноватоводную фауну, низы альмурадской свиты, представленные красными алевроитовыми глинами, можно условно отнести к верхам валанжинского яруса. Возможно, что альмурадская свита целиком относится к готериву, а валанжин и берриас представлены континентальной карабийской свитой.

В настоящее время появляются палеонтологические данные для самостоятельного обоснования возраста вышележащей кызылташской свиты. Эта свита соответствует эпохе наибольшего развития континентальных отложений в платформенных областях Средней Азии в неокоме. Уже один этот факт заставляет сомневаться в ее принадлежности целиком к готериву, так как эта эпоха приходится на верхний готерив и, по видимому, большую часть баррема, о чем говорилось выше. Остатки пресноводных организмов, встречающиеся в кызылташской свите, подтверждают принадлежность ее отложений не только к верхнему готериву, но и к баррему. Впервые остатки пресноводных пелеципод были обнаружены в верхах кызылташской свиты в Кундалянг-Тау В. П. Мирошниченко (устное сообщение Н. П. Луппова). В этом разрезе по нашим сборам 1964 года Г. Г. Мартинсон определил два вида лимноцерен: *Lim-*

* В последних работах К. Аманиязова (1968) этот горизонт назван айбугырской свитой. Указываемый этим автором кимеридж-титонский возраст данного горизонта противоречит найденным в нём комплексам типично меловых остракод.

posyrena hissarica Martins. и *L. subplanoides* Martins., а в разрезе Дербента им же определен *Trigonioides kodairaiformis* Martins. и *Tr. hissarica* Martins. Все эти пресноводные моллюски по заключению Г. Г. Мартинсона определяют готерив-барремский возраст включающих их отложений и не противоречат принимаемому нами ее возрасту. Пресноводные остракоды обнаружены нами в целом ряде районов юго-западного Гиссара. В нижней глинисто-алевритовой пачке содержатся такие виды, как *Rhinocypris* aff. *echinata* Lub., *Cypridea karatajgysenesis* Lub., *Darwinula* sp. (cf. *contracta* Mand.), *Malzevia* ex gr. *pellucida* (An.). В верхней пачке свиты вместе с лимноцеренами содержатся крупные остракоды *Malzevia malzi* sp. nov.

В этом комплексе 3 первых вида широко распространены в красноцветных отложениях Прикаспия, Эмбы, Устюрта. В такой же ассоциации они встречены автором в кугусемской свите Мангышлака в скважинах Айбугыра (№№ 48, 49, 50), где эти отложения подстилаются морской толщей * готерива, валанжина и, возможно, берриаса, а перекрываются морским аптом и верхами баррема. Возраст красноцветной толщи на Мангышлаке охватывает барремский ярус и, возможно, верхний готерив. Комплексы пресноводных остракод, указывающиеся (Типовые разрезы, 1966) из многих скважин северных Кара-Кумов, также свидетельствуют о синхронности красноцветной толщи с мангышлакской, а наличие в них *Darwinula contracta* Mand. позволяет параллелизовать их с кызылташской свитой.

В Туркмении эта красноцветная толща, как и на Мангышлаке и Устюрте, охватывает верхний готерив-баррем (последний не полностью), а не только готерив, как это принято считать (Типовые разрезы, 1966).

О наличии в кызылташской свите отложений нижнего баррема свидетельствуют и новые данные о возрасте перекрывающих эту свиту морских отложений окузбулакской свиты, о чем будет сказано в дальнейшем.

Все вышеизложенное позволяет отнести кызылташскую свиту к верхнему готериву и нижнему баррему.

О ВОЗРАСТЕ ОКУЗБУЛАКСКОЙ И КАЛИГРЕКСКОЙ СВИТ

Существуют две точки зрения о возрасте морской пачки окузбулакской свиты. Первая из них принадлежит Н. П. Луппову, издавна относившему морскую пачку (и подстилающие ее лагунные слои) к нижнему баррему и связывавшему ее отложения с наиболее широкой, по его мнению, в Закаспии раннебарремской трансгрессией. Вторая точка зрения выдвигалась С. Н. Симаковым (1952), который считал возраст нижней подсвиты позднеготеривским. Обе точки зрения нашли свое отражение соответственно в Туркменском и Таджикском томах геологии СССР. Автор, изучавший в течение семи последних лет меловые отложения юго-востока Средней Азии и определявший остракоды из барремских и аптских отложений Западной Туркмении, Мангышлака, Устюрта, Кара-Кумов, пришел к иным выводам о возрасте нижней подсвиты. Мы относим ее к верхнему баррему (Путеводитель, 1966) по следующим основаниям: в морских слоях нижней окузбулакской свиты собраны и определены следующие виды пелеципод: *Exogyra tuberculifera* Coch. et Dunck., *Ex. geokderensis* Pros., *Ex. aff. turkmenica* Lupp., *Ostrea eos* Coq., *Opis neocomiensis* Orb., *O. neocomiensis* Orb. var. *oglanlensis* Krim., *Lima longa* Roem., *Pinna robinaldina* Orb., *Anomia laevigata* Sow., *Litschkovi trigonia inguschensis* Renng., *Panope prevosti*

* Айбугырская свита.

Orb., *Nucula planata* Desh., *Grammatodon securis* Leym., *Astarte numismalis* Orb., *A. elongata* Orb., *Myopholas cornuelianus* Orb., *Lucina cornueliana* Orb., *Cyprimeria vendoperrana* Leym., *Dosiniopsis parva* Sow. (определения Л. А. Ануприенко). Анализируя распространение указанных видов пелеципод нужно отметить, что среди них имеются такие широко распространенные в нижнем мелу виды как: *Exogyra tuberculifera*, *M. cornuelianus*, *D. parva*, *L. cornueliana*, *Lima longa*, *O. neocomiensis* и его варьет *O. neocomiensis* var. *oglanlensis*, *N. planata*. Большинство из этих видов в Средиземноморье распространено от берриаса до апта. Некоторые виды встречаются в готериве и нижнем барреме Копет-Дага, Б. Балхана, Туаркыра.

В целом эта ассоциация пелеципод не дает четкого представления о возрасте включающих их отложений, но если более внимательно проанализировать распространение каждого из видов всего комплекса, в особенности в Средней Азии, то обнаружится следующее: *Ostrea eos* Coq. широко распространенная в морских слоях окузбулакской свиты, в Туаркыре встречается в слоях не древнее позднего баррема и в более древних слоях вообще не известна. *Ex. tuberculifera* хотя и распространена широко, образует как и у нас, большие скопления в верхнем барреме и нижнем апте Копет-Дага и Туаркыра, распространена в верхнем барреме и нижнем апте Бадхыза. *Pinna robinaldina* Orb. появляясь лишь в самых верхах нижнего баррема Копет-Дага, распространена в верхнем барреме и в апте. В отложениях древнее позднего баррема не встречаются: *Rapora prevosti* Orb., *Litschkovitrigonia inguschensis* Renng.

Весьма характерны для отложений баррема и апта: *Astarte numismalis* Orb., *A. elongata* Orb., *Myopholas cornuelianus* Orb. Из наиболее часто встречающихся в окузбулакской свите видов в верхнебарремских отложениях Западной Туркмении распространены: *O. eos*, *L. inguschensis*, *S. corrugata*, *L. longa*, *P. robinaldina*, *G. securis*, *Ex. tuberculifera*, *A. numismalis*.

В литературе не указывается в верхнем барреме лишь *Exogyra turkmenica* Lupp., *Ex. geokderensis* Pros., однако во время посещения разреза Кельдже на Туаркыре, во время меловой экскурсии летом 1966 года, автор нашел *Exogyra turkmenica* в самых верхах верхнего баррема. По-видимому, в западных районах Средней Азии эти устрицы не образуют столь большого скопления, как в восточной Туркмении, куда они расселились уже позднее—в позднем барреме. Произведенный анализ стратиграфического распространения пелеципод вряд ли оставляет сомнение в более молодом возрасте морских слоев окузбулакской свиты, чем это было принято ранее Н. П. Лупповым.

Следующее, по количеству особей и видов, место в морской подсвите принадлежит остракодам, среди которых наряду с многими провинциальными видами, имеющими важное корреляционное значение, встречаются и такие широко распространенные на юге СССР и в Западной Европе формы, как *Cytherella speetonensis* Kaye, *Antepaijenborchella praealta* Kuzn., *Stravia ex gr. brevis* (Corn.), *Loxoella implumis* Kuzn., *Asciocythere* sp. 3 Dam. et Gr., *Protoveenia amphidonta* Andrv., *Dolocytheridea intermedia* Oertli, *Protoveenia levicula* Lub., *Paratoxodonta ugaulensis* Mand. Все эти виды широко распространены в колхидитовых и туркменицеровых слоях верхнего баррема Большого Балхана (Огланлы) и Туаркыра (Доунгра). Некоторые виды из этого комплекса встречаются в верхнем барреме Бадхыза. В Западной Туркмении комплекс остракодов этих слоев очень тесно связан с зоной *D. weissii* нижнего апта. Ряд видов отмечен в нижнем апте Эмбы (Любимова, 1965), где зона *Matheronites gidzewskii* (равная колходитовым и туркменицеровым

слоям Туркмении) включается в нижний апт. Для определения возраста большое значение имеет присутствие остракод рода *Protoveenia* с развитым амфидонтным замком, представители которого пока не известны в типичном барреме (исключая зону *M. gidzewskiyi*), где у предков этого рода отмечаются более примитивные меродонтные и постеромеродонтные замки.

В настоящее время невозможно привести дополнительных палеонтологических обоснований возраста этой свиты, так как редкие находки аммонитов очень плохой сохранности, с одной стороны, подтверждают точку зрения автора (*Matheronites?* sp. найденный Н. П. Лупповым, (1961) и повторно Г. Г. Мирзоевым (Путеводитель, 1966), а с другой стороны свидетельствуют о позднеготеривском возрасте, так как отсюда были описаны Н. П. Лупповым два вида *Pseudothurmannia*, один из которых, по его мнению, близок зональному позднеготеривскому виду *P. angulicostata* Orb. Впрочем аммониты эти имели плохую сохранность. Нужно добавить, что позднеготеривский возраст нижней окузбулакской свиты находится в резком противоречии с представлениями о палеогеографии Средней Азии в раннем мелу, а аммониты этого рода вообще не известны в Средней Азии.

Помимо палеонтологических данных, которые изложены выше, о более молодом возрасте подсвиты свидетельствуют и новые данные по стратиграфии и палеогеографии нижнего мела Средней Азии, накопившиеся в последнее десятилетие. Они с убедительностью свидетельствуют, что наиболее широкой трансгрессией в Закаспии была позднебарремская-раннеаптская, а не раннебарремская, как до сих пор считалось. Она отчетливо проявилась на Мангышлаке, где аптская плита ложится на красноцветные отложения баррема (кугусемская свита) на Эмбе и на Устюрте. В Туаркыре, по свидетельству В. А. Прозоровского (1961), аптское море унаследовало основные черты позднебарремского. При осмотре разрезов в Западной Туркмении автор смог убедиться, что с верхнего баррема начинается очень тесно связанная литологически и фациально трансгрессивная часть разреза. В Копет-Даге верхний баррем также, несомненно, представлен более глубоководными отложениями, чем нижний, и литологически также тесно связан с зоной *D. weissii*.

Суммируя все вышеизложенное автор считает, что возраст морской пачки окузбулакской свиты не может быть древнее верхнего баррема Западной Туркмении. Учитывая же, что область распространения окузбулакской свиты является наиболее крайней как по отношению к геосинклинальным морям раннего мела Средиземноморья, так и по отношению к центрам расселения провинциальной бентосной фауны, не исключена возможность и раннеаптского возраста морской пачки. В настоящее время, следуя принятому в Средней Азии подразделению нижнего мела (Луппов, 1965), мы относим нижнюю окузбулакскую подсвиту к верхнему баррему. Верхняя подсвита, таким образом, по своему стратиграфическому положению под слоями с *Parahoplites* и отчасти на основании присутствия, как в верхней подсвите, так и в согласно перекрывающих ее слоях верхнего апта, одних и тех же видов остракод *Antepaijenborchella turkmenica* Andrv. включает в себя нижний подъярус апта, а возможно и нижнюю зону верхнего апта—*Chelonicerias subnodosocostatum*.

Необходимо подчеркнуть, что вопрос о возрасте окузбулакской свиты в значительной мере упирается в спорный вопрос о положении слоев с колхидитами и имеритами на Кавказе и в Средней Азии и равной им по объему зоны *Matheronites ridzewskiyi*, выделяемую как в южной, так и в бореальной провинциях. Одни исследователи относили эту зону или ее аналоги к нижнему апту, другие к верхнему баррему. Если в Турк-

мени Н. П. Луппов и его сотрудники относят колходитовые, имеритовые и туркменицеровые слои к верхнему баррему, определяя этими слоями объем всего верхнего подъяруса баррема, то на Русской платформе, в Прикаспии, и на Устюрте равная этим слоям зона *Matheronites gibzewskiyi* относится к нижнему апту. Решение этого вопроса определит положение не только морской пачки окузбулакской свиты, но фактически и всего верхнего баррема, как он отныне понимается в Западной Туркмении и в Копет-Даге. Возраст калигресской свиты обосновывается палеонтологически в крайних юго-западных районах, где ее отложения полностью морские. Первая находка позднеаптских аммонитов в этой свите принадлежит А. В. Данову, по сборам которого Н. П. Луппов определил *Parahoplites melchioris* Anth. Привязку этого аммонита дает С. Н. Симаков (1952), указывая, что названный аммонит в разрезе Гаурдака найден в пачке песчаников, залегающих непосредственно в основании горизонта конгломератов (низы клансея). Впоследствии Г. Г. Мирзоев (Путеводитель, 1966), а еще позднее и автор нашли два неполных обособления *Parahoplites* sp. из одного пласта в районе Чаршанги, в самом основании калигресской свиты (в 2—3 м выше последних гипсов). Таким образом, положение двух указанных аммонитов и находка А. В. Данова определяют и объем и возраст калигресской свиты на юге Гаурдак-Кургитангской зоны. Если род *Parahoplites* s. str. не выходит за пределы зоны *P. melchioris*, то указанная свита, перекрываемая нижней зоной клансея, и будет соответствовать верхней зоне гаргазского подъяруса апта. Однако, без полной уверенности в распространении этого рода вряд ли можно ограничивать рассматриваемую свиту только зоной *P. melchioris*. Не исключено, что она включает в себя отложения части, а может и всю нижнюю зону верхнего апта — *E. subnodosocostatum*.

Теперь твердо может быть установлено только то, что калигресская свита не древнее позднего апта. В связи с высоким положением в разрезе *Parahoplites melchioris*, найденного А. В. Дановым, не представляется возможным исключение верхней пачки (желтовато-серые песчаники) калигресской свиты из состава зоны *P. melchioris* и отнесение ее к клансею, как это делают Т. Н. Богданова и Г. Г. Мирзоев (Путеводитель, 1966). Вопрос о границе клансея и гаргаза в юго-западных районах требует дополнительного обоснования. Нам представляется наиболее отвечающей фактическому материалу граница, ранее принятая Н. П. Лупповым (1959). Весьма важным представляется наличие регионального скрытого несогласия внутри каракузской свиты (в верхней трети свиты *h* С. Н. Симакова), который мы проследили на всей территории развития морских отложений этой свиты. Этот перерыв, видимо, и является границей альба и апта, хотя гипакантогипиты и не поднимаются до этой границы. Присутствуют ли в вышележащих отложениях каракузского горизонта отложения леймериелловой зоны нижнего альба, или, как думает Г. Г. Мирзоев, нижний альб начинается, со второй зоны — установить невозможно. Несколько слов о принятой стратиграфической схеме (табл. 1), которая в кратком виде была опубликована в Путеводителе экскурсии по меду Средней Азии. В основу схемы были положены стратиграфические горизонты, объединяющие по площади ряд местных свит или их частей. Нижний мел делится на 10 горизонтов, границы которых, в большинстве случаев, картируются от Гаурдака до Дарваза. Каждому горизонту соответствует типичная свита, стратотип которой есть стратотип самого горизонта.

Поскольку границы хроностратиграфических подразделений в целом ряде случаев мало обоснованы, выделенные региональные подразделения рекомендуются для составления крупномасштабных карт.

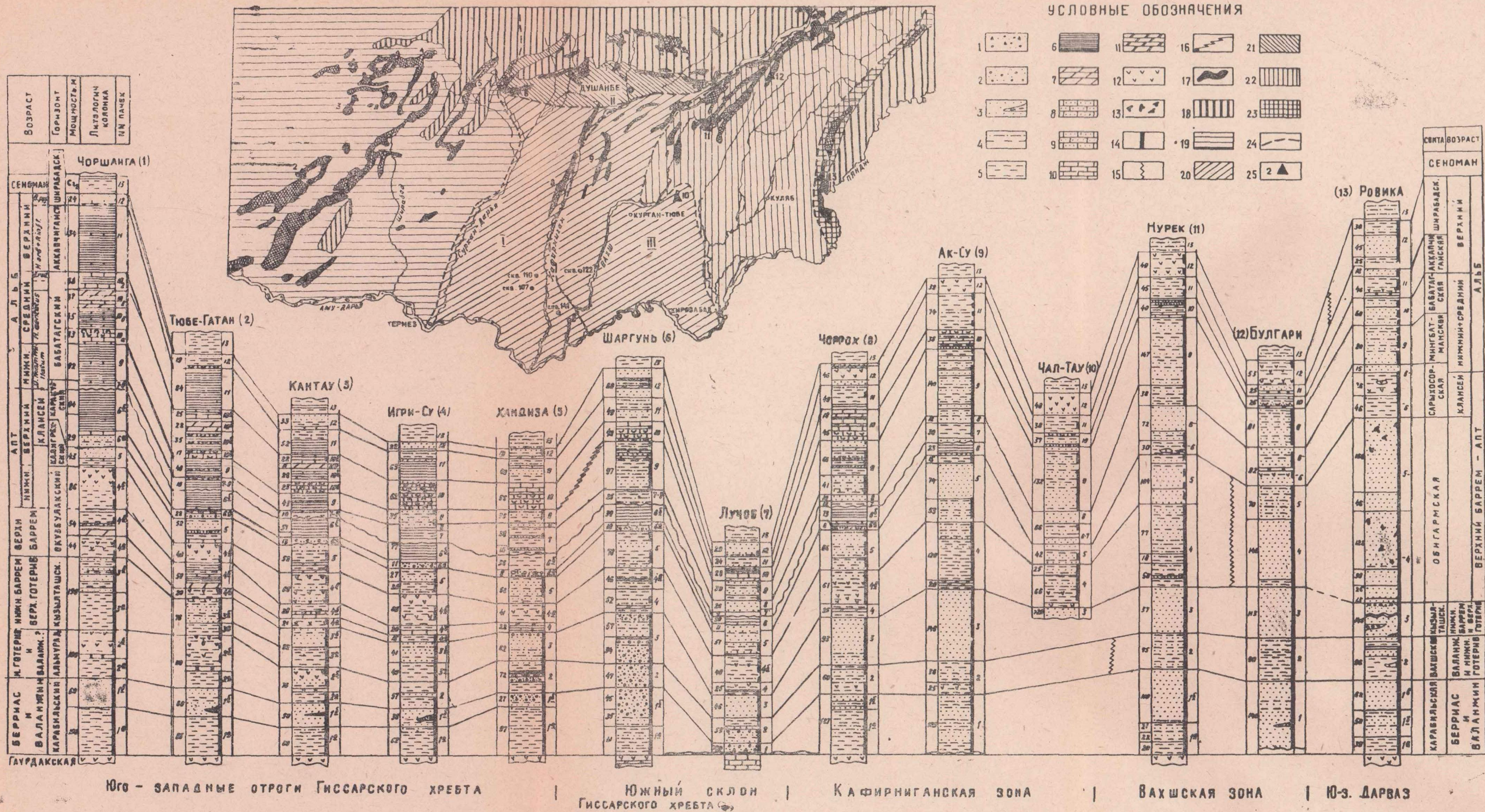


Рис. 1. Сопоставление основных разрезов нижнего мела Гиссаро-Таджикской области. Условные обозначения; 1 — конгло-брекчии 2 — гравийные конгломераты; 3 — песчаники и линзы алевролитов; 4 — алевролиты; 5 — алевроитовые глины; 6 — глины; 7 — мергели; 8 — песчанитые известняки; 9 — детритовые известняки; 10 — кристаллические известняки; 11 — доломитовые мергели; 12 — гипсы; 13 — известково-глинистые стяже-

ния; 14 — красно-цветы; 15 — резкое литофациальное замещение; 16 — выклинивание свит; 17 — выходы нижнемеловых пород на поверхность; 18 — домезозойское горное обрамление. Структурно-фациальные зоны (типы разрезов); 19 — Гаурдак-Кугитангская; 20 — Кафирниганская; 21 — Предгиссарская; 22 — Вахшская; 23 — Преддарвазская; 24 — границы структурно-фациальных зон; 25 — разрезы.

В. И. Корчагин

СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

Большинство существующих в настоящее время схем стратиграфии верхнего мела Таджикской депрессии основывается на изучении макроскопических органических остатков. Изучение фораминифер существенно дополняет палеонтологическую характеристику и уточняет объем и границы некоторых стратиграфических подразделений.

Сеноман. В сеноманских отложениях на большей части Таджикской депрессии выделяются три микрофаунистические зоны (снизу вверх):

1. (Нижняя) *Trochammina kugitangensis* N. Вукова, соответствующая слоям с *Amphidonta columba* Lam.

2. *Rotaliatina asiatica* N. Вук., соответствующая слоям с *Placentigeras gaurdakense* Lupp.

3. (Верхняя) — *Gaudryina asiatica* N. Вук., включающая слои с *Praeradiolites kugitangensis* Bobkova и вышележащую глинистую толщу, подстилающую мергели с *Inoceramus labiatus* Schloth.

Зона *Trochammina kugitangensis* N. Вук. содержит комплекс фораминифер, состоящий почти исключительно из агглютированных видов: *Reophax* aff. *diffflugiformis* Brady, *Ammodiscus* ex gr. *incertus* Orbigny, *Haplophragmoides* sp., *Trochamminoides macrus* Korchagin sp. nov., *Ammobaculites* sp., *A.* ex gr. *agglutinans* Orbigny, *A. haplophragmidaeformis* Balakh., *Ammomarginulina* sp., *A.* ex gr. *loricata* Loeblich et Tappan, *Trochammina* aff. *bohmi* Franke, *T. kugitangensis* N. Вук., *T.* aff. *gugoides* Cushman. В самой верхней части зоны появляются единичные *Anomalina vesca* N. Вук., *Gaudryina bolvinopsiformis* N. Вук., *Quinqueloculina antiqua* Franke, *Citharinella magnifica* N. Вук.

Сопоставить эту зону с другими районами юга СССР не представляется возможным. Проследивая развитие фораминифер в верхней альбе и в низах сеномана, можно прийти к выводу о тесной генетической связи видов в пограничных слоях альба-сеномана. Так как возраст зоны *T. kugitangensis* N. Вук. не может быть обоснован ни анализом распространения фораминифер, ни находками руководящей макрофауны, то отнесение к сеноману этой зоны следует считать условным.*

В вышележащей зоне *Rotaliatina asiatica* N. Вукова происходит резкая вспышка в развитии фораминифер. Наряду с многочисленными местными видами, присутствуют виды, известные за пределами Таджикской депрессии, в частности, на полуострове Мангышлак (Василенко, 1964). Так, в нижнем сеномане Мангышлака, зоне *Gavelinella senomanica* и в

* Исключение составляет *Amphidonta columba* Lam., правильность определения которого подвергается сомнению многими исследователями.

зоне *Rotaliatina asiatica* N. Byk. Таджикской депрессии встречены следующие общие виды: *Spiroplectamina cuneata* Vass., *Gaudryina bolivino-psiformis* N. Byk., *G. gradata* Berthelin, *Quinqueloculina antiqua* Franke, *Tristix* ex gr. *excavatus* Reuss, *Dentalina* aff. *pana* Reuss, *Paleopolymorphina pleurostomelloides* Franke, *Valvulineria lenticula* Reuss, *Gyroidinoides nitida* Reuss, *G. subconica* Vass., *Rotaliatina asiatica* N. Byk., *Hoglundina carinata* N. Byk., *Globorotalites* ex gr. *hangensis* Vass., *Gavelinella cuvillieri* Carb., *G. cenomanica* Brotzen, *Anomalina vesca* N. Byk., *Globigerina* ex gr. *cretacea* Orbigny, *G. caspia* Vass., *Bulimina* ex gr. *pannina* Tappan, *Neobulimina* ex gr. *minima* Tappan, *Gumbelitra cenomana* Keller. Исходя из общности комплексов, можно сделать вывод о нижнесеноманском возрасте зоны *Rotaliatina asiatica* N. Byk. в Таджикской депрессии.

Зона *Gaudryina asiatica* N. Byk. включает в себя две литологически разнородные пачки: нижнюю — известняки с рудистами (тагаринский горизонт) и верхнюю — темнозеленые алевролитовые глины.

В редких и тонких прослоях глин среди известняков тагаринского горизонта на юге Кафирниганской зоны, в скважинах Шиберганской группы структур (Сев. Афганистан) был обнаружен вид *Gaudryina asiatica* N. Byk. В вышележащих глинах этот вид встречается в комплексе с *Vukoviella chinaria* Kortch., *Ammobaculites miser* N. Byk., *Ammobaculoides macrospira* N. Byk.

Соотношение мощностей известняков тагаринского горизонта и вышележащих глин изменяется с востока на запад. На востоке (разрез Хингоу) нижнетуронские отложения с *Inoceramus labiatus* Shloth. залегают непосредственно на известняках с рудистами. Постепенно к западу появляется глинистая пачка зоны *Gaudryina asiatica* N. Byk., возрастающая в мощности. Соответственно мощность известняков тагаринского горизонта сокращается до 8—10 м в разрезе Альмор и Зарчой, и полного исчезновения в разрезе Бала-Мургаб (западные районы Северного Афганистана). Одновременно с изменением фации происходит обогащение комплекса зоны *Gaudryina asiatica* N. Byk. Появляются *Gavelinella cenomanica* Brotzen var. *concava* Vass., *G. frankei* N. Byk., *G. bilamellosa* Valakhm., *G. berthelini* Keller, *Praeglobotruncana stephani* Gandolfi и целый ряд других видов свидетельствующих о верхнесеноманском возрасте этих отложений.

Турон. В туронских отложениях выделяются два подъяруса, в каждом из которых, в свою очередь, выделяются микрофаунистические зоны. В нижнем туроне в наиболее полных разрезах выделяются три зоны (снизу вверх):

1. *Globotruncana baissunensis* Kortch. sp. nov.
2. *Globigerina torta* Kortch. sp. nov.
3. *Globotruncana versiformis* Kortch. sp. nov.

В верхнем туроне выделяются две зоны: 1. *Globotruncana helvetica* Bolli и 2. *Vaginulina* ex gr. *legumen* Linne.

В основании нижнего турона большей части южных районов Таджикской депрессии залегают мергели светло-серого цвета, к которым приурочена вспышка в развитии планктонных фораминифер. Среди большого количества глобигерин, часть из которых выделена в новые виды, присутствуют: *Globigerina praeincauta* Kortch. sp. nov., *G. incauta* Kortch. sp. nov., *G. vesata* Kortch. sp. nov., *G. articulata* Kortch. sp. nov. встречаются *Globotruncana baissunensis* Kortch. sp. nov., *G. karljukenensis* Kortch. sp. nov.

В вышележащих глинах зоны *Globigerina torta* Kortch. sp. nov. глоботрунканы полностью исчезают и комплекс почти нацело состоит из

глобигерин. Подавляющая часть видов глобигерин переходит из ниже лежащей зоны. Вместе с тем появляются крупные *Globigerina torta* Kortch. sp. nov.— наиболее характерный вид зоны.

В верхней зоне нижнего турона вновь появляются преглоботрунканы и глоботрунканы, в частности, *Praeglobotruncana sogdiana* Kortch. sp. nov., *Globotruncana versiformis* Kortch. sp. nov., *G. indefinita* Kortch. sp. nov., *G. dubia* Kortch. sp. nov., *G. ex gr. imbricata* Mornod. и ряд других видов.

В самой верхней части нижнего турона появляются первые *Globotruncana helvetica* Bolli. Из-за плохой охарактеризованности макрофауны точное положение этой зоны установить не удается. Достоверным является появление зонального вида в самых верхних горизонтах нижнего турона, где еще встречается *Inoceramus labiatus* Schloth. Однако, значительная мощность отложений этой зоны, присутствие в них *Gollignoniceras woolgari* Mant. и верхнетуронских видов фораминифер *Gavelinella moniliformis* Reuss, *Spiroplectammina praelonga* Reuss. и др. позволяет отнести ее к верхнему турону.

В верхней зоне верхнего турона *Vaginulina* ex gr. *legumen* Linne, планктон резко обедняется, полностью исчезают глоботрунканы, а глобигерины присутствуют в небольшом количестве. Большая часть встречающихся здесь видов принадлежит сем. *Lagenidae*. Кроме того встречаются *Gavelinella moniliformis* Reuss и *Spiroplectammina praelonga* Reuss, *Globigerina incauta* Kortch. sp. nov., *Gavelinella bulgarensis* Kortch. sp. nov. Наиболее четко зональные подразделения турона выделяются в западных районах Северного Афганистана. По мере продвижения на восток, интенсивность нижнетуронской трансгрессии затухает, бассейн становится более мелководным, условия существования фауны ухудшаются. Соответственно сокращается количество фауны, постепенно исчезают границы между зонами. Так, уже в центральных районах Таджикской депрессии не удается выделить зону *Globotruncana versiformis* Kortch. sp. nov., а восточных, в связи с резким сокращением глоботрункан, не удается выделить и зону *Globotruncana baissuensis* Kortch. sp. nov. Двучленное строение верхнетуронских отложений наблюдается только в Северном Афганистане и на юге Кафирниганской зоны. В более северных районах зона *Globotruncana helvetica* Bolli не выделяется из-за полного отсутствия планктонной группы фораминифер.

Коньяк. В коньякских отложениях выделяются две микрофаунистические зоны:

1. (Нижняя) *Anomalina vesca* N. Вук., *Heterohelix* и *Nonionella* соответствующая слоям с *Liostrea rouvillei* Coq. Н. Н. Бобковой.

2. (Верхняя) *Gaudryina variabiliformis* N. Вук., соответствующая слоям с *Hemiaster fourneli* Desh. Условно эти зоны можно принять соответствующими подъярусам коньяка (В. Д. Ильин, 1959).

В нижней зоне коньяка достигают своего расцвета две группы фораминифер: планктонная, представленная преимущественно родом *Heterohelix*, и бентосная, представленная большим количеством разнообразных *Nonionella* и массовым развитием *Anomalina vesca* N. Вук.

В нижнем коньяке наиболее многочисленны *Heterohelix globulosa* Ehrenberg, несколько меньшим количеством представлены *Heterohelix gissarensis* Kortch. sp. nov., *H. balakhanensis* sp. nov., *H. ultimatimida* Cushman, *H. pseudotessera* Cushman. Здесь же появляются *Pseudogumbelina biapertura* Kortch. sp. nov., *Güblerina carseyae* Plummer, *Pseudotextularia* sp.

Среди большого количества разнообразных нонионелл встречаются виды близкие к *Nonionella extensa* Brotzen и *N. warburgi* Brotzen, опи-



санных из эмшера Швеции. В комплексе зоны присутствуют также *Buliminella fabilis* Cushman et Parker, *B. ex gr. gracilis* Vassilenko, *Pyramidina buliminoides* Brotzen, *Reusella ex gr. minima* Vass., *Neobulimina exotica* N. Byk., *Bolivinita eleyi* Cushman. Особенно следует отметить появление *Globotruncana fornicata* Plummer.

В зоне *Gaudryina variabiliformis* N. Byk. комплекс значительно однообразнее, чем в нижележащей зоне. В подавляющем большинстве это раковины зонального вида. На западе встречается *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *G. linneiana* Orbigny, *G. fornicata* Plummer, *G. aff. ventricosa* White, *G. ex gr. paraventricosa* Hofker.

Верхний коньяк — нижний сантон. Выше отложений заведомого коньяка, представленного обычно голубовато-серыми мергелями с редкими *Levesiceras asiaticum* Pjin, залегает пачка зеленовато-серых с фиолетовым отливом глин, не содержащих руководящих макрофауны.

В свою очередь перекрываются эти глины бурыми песчанистыми известняками со *Stantonoceras guadaloupeae* Roem. subsp. *asiaticum* Pjin, сантона. Стратиграфическое положение этой пачки глин остается не выясненным. Наиболее характерным видом, выделенным в качестве зонального, является *Conorbina marthini* Brotzen.

В этой зоне продолжают существовать многие виды коньяка, в том числе и *Gaudryina variabiliformis* N. Byk. Вместе с ними появляются виды, достигающие своего расцвета в вышележащих отложениях сантона. Это *Gaudryinella pseudoasiatica* N. Byk., *Ammobaculites aff. miser* N. Byk., *Flabellamina santonica* Kortch. sp. nov., *Trochammina guardakensis* Kortch. sp. nov.

Если отдать предпочтение в проведении границ между стратиграфическими подразделениями появлению новых видов, то эту зону следует отнести к сантону. До подтверждения этих выводов по другим группам фауны следует оставить ее временно промежуточной.

Сантон. Сантонские отложения на территории депрессии представляют собой регрессивный цикл осадконакопления. Бассейн был мелководным, засоленным и изолированным от прилегающих районов Туркмении.

Фораминиферы в подавляющем большинстве представлены местными видами, причем с запада на восток и количество и разнообразие видов уменьшается. Наиболее характерным для сантонских отложений является комплекс фораминифер, состоящий из *Gaudryinella pseudoasiatica* N. Byk., *Flabellamina santonica* Kortch. sp. nov., *Ammobaculites aff. miser* N. Byk., *Trochammina guardakensis* Kortch. sp. nov. В юго-западных отрогах Гиссара наблюдается чередование вышеприведенного комплекса с другими, состоящими из *Nonionella cretacea* Cushman, *N. austinana* Cushman, *Anomalina vesca* N. Byk., *Heterohelix globulosa* Ehrenberg, *Discorbis schirobadensis* N. Bykova (in litt.). Такое чередование комплексов впервые было отмечено Н. К. Быковой. В верхней части сантона на юге юго-западных отрогов Гиссара и в прилегающих районах Северного Афганистана выделяется комплекс видов с *Bolivina senonica* N. Bykova. В центральных районах Таджикской депрессии в комплексе с известковистыми раковинами встречается *Gavelinopsis vakhshensis* Kortch. sp. nov.

В западных районах Северного Афганистана можно наметить границу, изолировавшую сантонский бассейн депрессии от прилегающих районов Туркмении. С одной стороны, в разрезе скважин Джангали-Калон, Андхой, в естественном разрезе Кара-Коль присутствует типичный для депрессии комплекс фораминифер, с другой — в разрезе Бала-Мургаб, в скв. Джик-Далек присутствует комплекс видов, характерный для

Туркмении и Мангышлака с зональными видами *Gavelinella santonica* Balakhm. и *Gavelinella stelligera* Marie.

Верхний сенон. Кампанские и маастрихтские отложения отличаются непостоянством литологического состава, выпадением отдельных горизонтов, крайне неравномерным распределением палеонтологических остатков. Учитывая взаимоотношения литологических пачек, распределение макро- и микрофауны можно выделить следующие стратиграфические подразделения верхнего сенона:

— **нижний кампан** — песчаные и глинистые ракушники с *Liostrea prima* Rom., *L. acutirostris* Nilss.;

— **верхний кампан** — глины зеленовато-серые с прослоями известняков ракушников, алевролитов и песчаников с *Lopha falcata* Mort. и *Gavelinella polycentra* Kortch, sp. nov.; мергели светло-серые с прослоями глин, известняков и алевролитов — слои с *Epiaster nobilis* Stol. и *Globotruncana andori* Klasz.;

— **маастрихт** — рыхлые кварцевые пески и песчаники зеленовато-серого цвета с *Trochammina* aff. *compressa* Suleim., *Haplophragmoides excavatus* Cushman; известняки с *Biradiolites boldjuanensis* Bobkova.

В нижнем кампане, слоях с *Liostrea prima* Rom. и *L. acutirostris* Nilss., комплекс фораминифер очень беден, представлен преимущественно агглютинированными раковинами родов *Haplophragmoides*, *Ammobaculites*, *Trochammina*.

Постоянно встречается *Gaudryinella pseudoasiatica* N. Вук. В скважинах Северного Афганистана встречены в небольшом количестве *Discorbis* sp., *Anomalina vesca* N. Вук. *Gavelinella dainae* Mjatljuk.

В слоях с *Lopha falcata* Mort. комплекс фораминифер более разнообразен. Из характерных видов следует указать зональный вид верхнего кампана полуострова Мангышлак (Василенко, 1961), *Cibicidoides aktulagayensis* Vass. Широко распространен вид *Gavelinella polycentra* Kortch, sp. nov. Кроме того встречаются *Nonionella* ex gr. *kalinini* Volosh., *Anomalina complanata* Reuss, *Gavelinella clementiana* Orbigny, *Cibicidoides* aff. *bombix* Marsson, *Cibicides* aff. *kurganicus* Neckaja.

В слоях с *Epiaster nobilis* Stol. наблюдается вспышка в развитии фораминифер. Среди многочисленных видов, наиболее характерными являются: *Gaudryina rugosa* Orbigny, *Heterostomella foveolata* Marsson, *Dorothia bulleta* Carsey, *Discorbis floscula* Loeblich et Tappan, *Globorotalites michelinianus* Orbigny, *Stensiöina pommerana* Brotzen, *S. excolata* Cushman, *Quadriformina cretacea* Cushman, *Gavelinella umbilicatula* Mjatljuk, *G.* aff. *lorneiana* Orbigny, *G. suleimanovi* Gratchischnikova, *Cibicido des voltzianus* Orbigny, *Globotruncana arca* Cushman, *G. andori* Klasz., *Buliminella carseyae* Plummer, *Gubkinella asiatica* Suleimanovi.

Анализируя комплекс видов и прослеживая его в крайне западных разрезах Северного Афганистана, можно прийти к выводу о верхнекампанском возрасте отложений. В какой-то степени условно можно утверждать о присутствии верхов верхнего кампана (аналоги зон *Cibicidoides voltzianus*, *S. orcinus* по В. П. Василенко). Этот вывод подтверждается находками в этой пачке *Fortrychoceras polyplacum* Roem. Исходя из этих фактов, вышележащие отложения песков и песчаников отнесены к маастрихту. В пачке песков и песчаников органические остатки встречаются очень редко. Фораминиферы немногочисленны, и сами по себе возраст не определяют: *Haplophragmoides excavatus* Cushman, *H.* aff. *glabra* Cushman et Waters, *Trochammina* aff. *compressa* Suleimanov, *Ammobaculites* ex gr. *agglutinans* Orbigny, *Ammobaculites* ex gr. *obscurus* Loeblich и ряд других.

Залегающие выше известняки всеми без исключения исследователями относятся к маастрихту. Фораминиферы из этой пачки не изучались. До настоящего времени не обнаружено фораминифер и в акджарских слоях.

В целом зональное расчленение верхнемеловых отложений представляется следующим образом (см. схему 1):

Схема 1

Ярус	Подъярус	Слон по Н. Н. Бобковой, зоны по В. Д. Ильину	Краткая литологическая характеристика	Местные зоны фораминифер
Даний-Монс		акджарские	Известняки, гипсы, доломиты	—
Маастрихт		Biradiolites bol djuanensis Bobk.	Известняки	—
			Песчаники и пески	Haplophragmoides excavatus Cush., Trochammina aff. compressa Suleim.
Кампан	верхний	Lopha falcata Mort.	Переслаивание голубовато-серых мергелей, зелёных глин и алевролитов	Cibicoides veltzianus Orb., Globotruncana andori Klasz.
		Epiasterobilis Stol.		
	нижний	Hoplitoplacenticeras var. marroti Bostrychoceras polyplacatum	Переслаивание глин, известняков-ракушников и песчаников	Cibicoides aktulagayensis Vass., Gavelinella polycentra Kortch. sp. nov.
Сантон		Liostrea prima Rom. L. acutirostris Nilss. Discoscaphites inflatus	Известняк-ракушняк	
			Толща гипсовых пород	
Верхний коньяк — нижний сантон		Stantonoceras guadaloupeasiaticum Iljin	Глины зеленовато-серые с прослоями песчаных известняков в основании	Gaudrynella pseudoasiatica N. Byk., Flabellamina santonica Kortch. sp. nov.
			Глины зеленовато-серые	Conorbina marthini Brotzen
Коньяк	верхний	Hemias-ter formeli Desh.	Мергели голубовато-серые	Gaudryina variabiliformis N. Byk.
	нижний	Liostrea rouvillei Coq.	Глины зеленовато-серые	Anomalina vesca N. Byk. Heterohelix, Nonionella

		Турон		Гипсоносная толща	Глины зеленовато-серые	Vaginulina ex gr. legumen Linne	Gavelinella moniliformis Reuss.
		верхний	нижний				
Сеноман	верхний	Fatina costei Coq.	Известняки-ракушнякаи	Globotruncana helvetica Bolli	Gavelinella moniliformis Reuss.		
		Jnoceramus labiatus Schioth	Глины зеленовато-серые			Globotruncana indefinita Kortch. sp. nov. Praeglobotruncana sogdiana Kortch. sp. nov.	
	Глины зеленовато-серые		Globigerina torta Kortch. sp. nov.				
	Мергели светло-серые		Globotruncana baissunensis Kortch. sp. nov.				
	нижний		Praegardiolites kugitangensis Bobk.	Глины зеленовато-серые	Gaudryina asiatica N. Byk.		
		Placenticeras gaurdakense Lupp.	Известняки, песчаники	Rotaliatina asiatica N. Byk., Ataxophragmium bykovae Kortch. sp. nov.			
Amphidonta columba Lam.	Глины зеленовато-серые	Trochammina kugitangensis N. Byk., Trochamminoides macrus Kortch. sp. nov.					
	Известняки-ракушнякаи, глины, песчаники						

В. С. Лучников

О ПОЛОЖЕНИИ ГРАНИЦЫ ЮРСКОЙ И МЕЛОВОЙ СИСТЕМ НА ЮГО-ВОСТОКЕ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Вопрос о границе юры и мела на юго-востоке Средней Азии является одним из наиболее проблематичных. Это связано с тем, что пограничные толщи не содержат органические остатки, в достаточной степени определяющие возраст пород.

Существует несколько точек зрения на положение границы между указанными системами. Первая из них, высказанная еще Н. С. Михайловским (1914) и А. Д. Архангельским (1917), определяет границу по кровле гипсов гаурдакской свиты. Эта точка зрения имела наибольшее количество сторонников.

Другая группа геологов (П. П. Чуенко, Е. А. Репман, В. И. Троицкий, Б. В. Полянский, И. М. Алиев, С. И. Бараш, Г. Х. Дикенштейн и др.) проводит границу внутри карабильской свиты, по почве песчаниковой пачки, относя глинистую часть к юре. Эта точка зрения утверждена решениями стратиграфического Совещания (Решения, Ташкент, 1959).

Мнение третьей группы исследователей (Н. П. Луппов, Г. Я. Крымгольц, В. С. Лучников, В. А. Прозоровский) сводится к тому, чтобы к юрской системе относить всю карабильскую свиту.

Весьма оригинальную точку зрения высказал А. В. Данов (1928). Обнаружив в ряде разрезов известняковую брекчию в кровле карбонатной толщи гиссарской свиты, А. В. Данов предполагает несогласие между указанными и вышележащими отложениями и относит сульфатно-галогенные образования к мелу. Последователем этой точки зрения в настоящее время является В. И. Браташ (1961, 1966).

Основные положения В. И. Браташа (1966) сводятся к следующему:

— выше келловей-оксфордских пород гаурдакская свита залегает не с постепенным переходом, а со стратиграфическим несогласием и отделяется от них в более полных разрезах киммеридж-титонскими отложениями и двумя перерывами в осадконакоплении. На этом основании гаурдакская свита является не регрессивной, а трансгрессивной соленосной формацией;

— между келловей-оксфордом и красноцветами карабильской свиты соленосные и гипсоносные толщи пород и более древние юрские осадки могут выпадать из разреза в результате предгулиобского и предгаурдакского перерывов в осадконакоплении;

* В порядке обсуждения (Ред.)

— мощные толщи солей и гипсов могут быть в гулиобской свите и являются разновозрастными с подобными образованиями гаурдакской свиты;

— возраст гаурдакской свиты — берниас-валанжинский;

— сводный разрез пограничных толщ мальма и неокома следует дополнить двумя комплексами пород: чокмазарскими слоями и гулиобской свитой. Мощность их может превышать 1200 м.

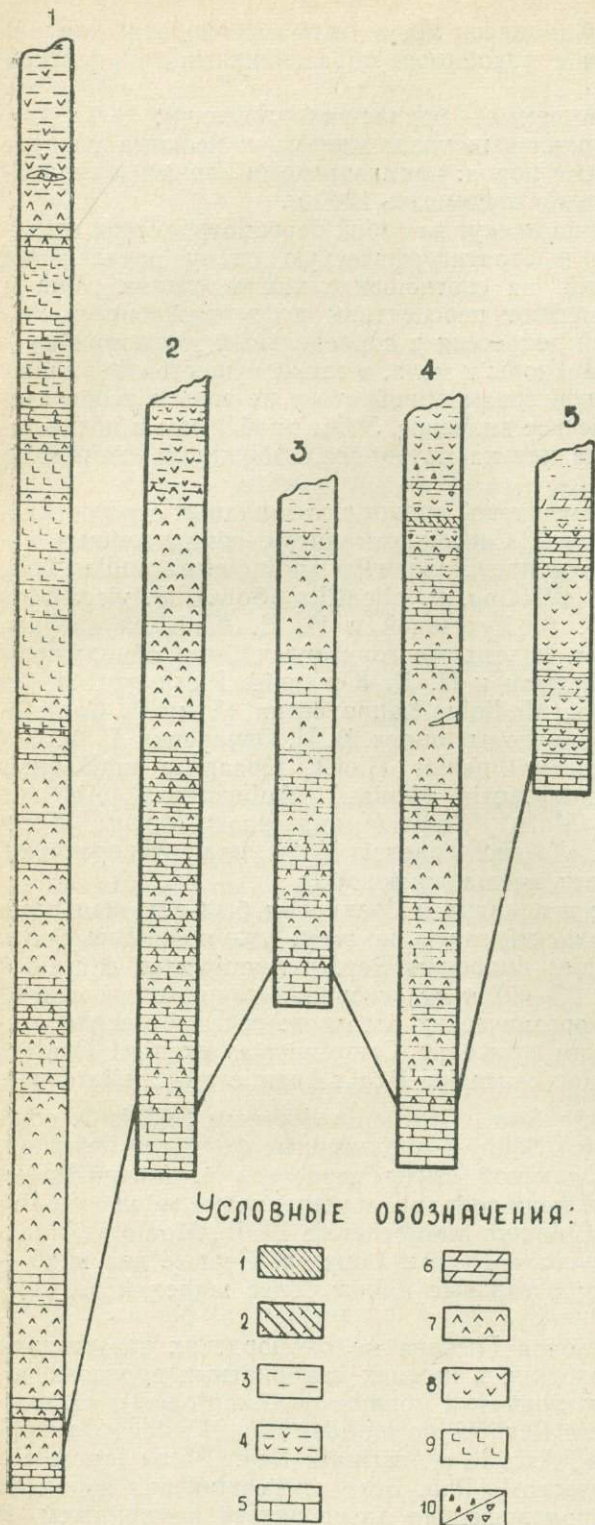
Положения В. И. Браташа влекут за собой пересмотр многих взглядов на историю развития и стратиграфическую схему расчленения мальм-неокомских отложений, на соотношение коллекторских толщ и покрышек, значительно изменяют перспективы нефтегазоносности юрских отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. По этой причине вопрос о границе юры и мела, а также существовании чокмазарских слоев и гулиобской свиты приобретает не только теоретическое, но и большое практическое значение. Этим проблемам и посвящена данная статья, базирующаяся на материале, собранном автором за последние семь лет.

Верхние горизонты известняковой толщи юго-западных отрогов Гиссара охарактеризованы фауной. Список аммонитов, обнаруженных нами из кровли гиссарской свиты, представлен *Perisphinctes parandieri* Log., *P. cf. aenas* Gemm., *P. martelli* Opp. *P. plicatilis* (Sow.), *P. virgulatus* Quenst. По заключению В. В. Кутузовой и Н. Д. Юшиной возраст комплекса — верхний оксфорд. В этих же горизонтах были обнаружены двустворки (опред. Е. А. Репман и Н. Д. Юшиной) *Plesiocyprina* (?) *gissarensis* Rep., *Cyprina* sp., *Modiolus hannoverana* (Struck), *Camptonectes normalicus* Rep. и брахиоподы (опред. В. Н. Овчаренко, Г. Ф. Пожариской) *Labidothyris cf. valfinensis* (Lor.), *Gusarella malkaensis* (Moiss.), *Ptyctothyris gumdaraensis* (Moiss.), *Aulacothyris albiensis* (Moiss.), *A. guldaraensis* (Mois.), *Zeilleria gusarensis* Moiss., «*Terebratulata*» *carvakensis* Moiss., «Т» *sachteraensis* Moiss. не противоречащие верхнеоксфордскому возрасту вмещающих пород.

Аналогичный комплекс пелеципод и брахиопод был встречен нами в нижних горизонтах гаурдакской свиты, но здесь уже появились более молодые формы *Camptonectes duabensis* Rep. и *Aequiptecten caucasica* Pčel. Вверх по разрезу (в 25—30 м от основания гаурдакской свиты) происходит смена состава органических остатков: исчезают верхнеоксфордские виды, на смену им приходят *Camptonectes grenieri* Conteж., *C. duabensis* Rep., *Aequiptecten caucasica* Pčel., *Anomia monsbeliardensis* Conteж., «*Zeilleria*» *bucculenta* Sow., *Ornithella depressa* Sahni, *O. coulsoni* Sahni, *Kingena punjabica* Sahni — характерные формы кимериджа.

В верхних слоях гаурдакской свиты верховьев р. Мачай-Дарья Е. А. Репман (1964) и нами были собраны двустворчатые моллюски *Parallelodon lutugini* Boriss., *Chlamys mantochensis* Etall., *Modiolus bipartitus* Sow., *M. cf. subhannoverana* Pčel. и *Lima* sp. Первые два вида — характерные формы титона; остальные имеют более широкий возрастной диапазон.

В разрезах южных склонов Гиссара на оксфордских известняках залегают гипсоносные отложения, в нижних карбонатных прослоях которых собран комплекс двустворчатых моллюсков *Camptonectes cf. duabensis* Rep., *C. kurganchensis* Rep., *C. normalicus* Rep., *Protocardia concinnum* (Buch.), *Anomia* sp., *Astarte cf. carinata* Rep., *Pinna lanceolata* Sow., *Plesiocyprina* (?) *gissarensis* Rep. Возраст вмещающих пород по первой форме может предположительно датироваться кимериджем. В вышележащих горизонтах появляется фауна *Astarte aff. pontica* Pčel., *Placunopsis* sp., *Camptonectes cf. duabensis* Rep., *Parallelodon* sp., *Ano-*



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

- | | | | |
|---|--|----|--|
| 1 | | 6 | |
| 2 | | 7 | |
| 3 | | 8 | |
| 4 | | 9 | |
| 5 | | 10 | |

Разрезы: 1 — Тюбе-Гатан, 2 — Кук-булак, 3 — Курходжа, 4 — Ходжа-Ипак, 5 — Янго-Клык

mia monsbeliar densis Contej., *Ornithella indica* Sahni, *O. depressa* Sahni, *O. coulsoni* Sahni, *Kingena punjabica* Sahni, ближе стоящая к кимериджу.

В преобладающем большинстве разрезов переход от морских карбонатных отложений гиссарской свиты к соляно-гипсовым образованиям гаурдакской свиты постепенный, благодаря присутствию пачки переслаивания известняков и ангидритов (см. рис. 1). Как фауна, так и литологический состав пород указывают на постепенный переход между гиссарской и гаурдакской свитами. Если же принять положение В. И. Браташа о меловом возрасте гаурдакской свиты, то как указывает В. В. Меннер (1962) «на границе систем... обычно приурочивается массовое появление новых групп организмов». А это противоречит всему нашему фактическому материалу.

В первом же пункте своих положений В. И. Браташ (1966) указывает, что толща кимеридж-титона (чокмазарские слои и гулиобская свита) в наиболее полных разрезах отделяется двумя перерывами.

Наиболее полно юрские разрезы развиты в

Рис. 1. Строение и состав разрезов гаурдакской свиты на территории горного обрамления Таджикской депрессии. Условные обозначения: 1 — алевролит, 2 — алевролит известковый, 3 — глины, 4 — глина загипсованная, 5 — известняк, 6 — мергель, 7 — ангидрит, 8 — гипс, 9 — галит, 10 — пиритсера.

Кугитанге и Байсун-Тау. В этих разрезах ни перерывов в седиментации, ни дополнительных свит и толщ не наблюдалось. А разрезы, на которые ссылается (как на полные!). В. И. Барташ, находятся в крайних частях исследуемой территории и являются, как правило, сокращенными.

Чокмазарские слои — это горизонты брекчиевидных известняков и известняковых брекчий. В ряде случаев — это типичные тектонические брекчии. Именно таковыми они являются в разрезах Гулиоб, Дербент, Чок-Мазар. В большинстве же случаев широко развитые горизонты брекчий на северном склоне Байсун-Тау, в Чакчаре, Яккобагских горах, на Кугитанге являются фациями склонов барьерных рифов и абразии скалистых берегов. Массивы Кугитанг-Тау и Байсун-Тау в верхнеюрскую эпоху, по нашему представлению, являлись барьерным рифом, приуроченным к зоне глубинных разломов, выявленных южнее указанных хребтов. Рифовые массивы сопровождалась брекчиями известняков, составляющих основное тело рифов. Подобные горизонты брекчий (до 4-х) отмечаются внутри известняков гиссарской свиты, имеют региональное распространение в Кугитанг- и Байсун-Тау, достигая мощности 19—20 м. Они детально изучены М. Г. Ромашовой (1960, 1961), В. И. Троицким и нами. Известняковые брекчии по простираанию переходят в слоистые известняки с оксфордской фауной.

В. И. Браташ указывает, что чокмазарские слои несогласно перекрываются гулиобской свитой. Однако ни одного такого пункта, где бы присутствовали одновременно обе толщи В. И. Браташа, не известно. «Чокмазарские слои» выделены в юго-западных отрогах Гиссара и не прослеживаются на его южных склонах и на Дарвазе.

Гулиобская свита, выделенная впервые на южном склоне Гиссарского хребта по В. И. Браташу (1961) представлена чередованием известняков, мергелей, песчаников и глин. В дальнейшем объем и литологическая характеристика гулиобской свиты меняются (Браташ, 1966). Наиболее полные разрезы этой свиты приводятся по районам Северного Афганистана и Юго-Западного Дарваза, где они слагаются красноцветной, преимущественно глинистой и пестроцветной гипсоносной толщами.

В ряде районов Северного Афганистана указанные отложения охарактеризованы органическими остатками. Приведенные списки фауны свидетельствуют о их кимериджском возрасте.

Гипсоносные отложения Дарваза, выделенные в сарынамакскую свиту, детально изучены нами. Они являются возрастным и фаціальным аналогом гаурдакской свиты. По составу и строению эта толща терригенно-сульфатных осадков сходна с образованиями гулиобской свиты Северного Афганистана. Формировались указанные образования в краевой части крупного солеродного бассейна. Как на Юго-Западном Дарвазе, так и в Северном Афганистане отложения, относимые В. И. Браташом к гулиобской свите, не перекрывается сульфатной толщей гаурдакской свиты. Последняя вообще отсутствует. В этих разрезах четко выявляется та же закономерность, что и на западе территории: верхнеюрские гипсоносные породы сменяются постепенно красноцветными осадками карабильской свиты.

В. И. Браташ указывает на наличие двух перерывов в осадконакоплении: предгулиобского и предгаурдакского. Придерживаясь его точки зрения, следует выделить еще и послегатурдакский размыв. Иначе не объяснить отсутствие гаурдакской свиты на Дарвазе и в Северном Афганистане.

Из верхних слоев «гулиобской» свиты разреза Гулиоб нами собраны окаменелости *Camptonectes normalicus* Rep., *Mytilus* (*Arcomytilus*)

cf. *subpectinatus* Orb., *Pinna lanceolata* Sow., «*Zeilleria*» *bucculenta* Sow., «*Z.*» *ciupenkovi* Moiss., указывающие на оксфордский возраст вмещающих пород.

Взаимоотношение пограничных слоев гиссарской и гаурдакской свит четко выявляется на южных склонах Гиссарского хребта. Здесь в междуречьи Гуру-Фатьма — Ташкутан происходит постепенное замещение сульфатных образований гаурдакской свиты терригенно-карбонатными породами. По составу и строению последние представляют полную аналогию с оксфордскими отложениями, составляя с ними единый разрез и содержит тот же комплекс органических остатков. Это лишний раз свидетельствует о невозможности отчленения галогенной формации от карбонатной, генетически связанных между собой. Как видно из всего вышесказанного, относить осадки гаурдакской свиты к нижнему мелу совершенно неверно.

Где же в этом случае проводить границу юрской и меловой систем?

Дезор, (в 1853 году) впервые обосновавший границу юры и мела, установил ее между морским валанжином и пресноводным пурбеком. Граница совпала с началом неокомской трансгрессии в Юрских горах. Подобное положение границы принято в настоящее время при выделении ее в Крыму и на Кавказе (Эристави, 1962). Этот фактор учитывается и нами.

Валанжинская трансгрессия была столь значительной, что ее следы безусловно должны быть отражены в мезозойском разрезе юго-востока Средней Азии. В. И. Браташ считает отложения гаурдакской свиты — продуктом валанжинской трансгрессии. Проведенные нами фациально-циклические исследования позволяют утверждать, что с момента накопления образований галогенной формации начинается регрессивный цикл юрской седиментации, который заканчивается песчаниками карабильской свиты.

С альмурадской свиты начинается существенно новый этап осадко-накопления. Отложения этой свиты безусловно являются осадками новой, неокомской трансгрессии.

Изучение контакта гаурдакской свиты с карабильской отчетливо показывает постепенный переход от гипсов к глинам. Во всех разрезах присутствует пачка переходного облика, состоящая из известковых сильно загипсованных глин, часто содержащих прослой гипсов и мергелей, а в районе Ходжа-Ипака еще кристаллики пирита и серу. Эта переходная пачка пород выделена И. М. Алиевым и др. (1963) в шараплинскую свиту. Ни в одном из разрезов не замечено следов размыва. Именно очень постепенный переход от сульфатных образований к красноцветным позволил исследователям отказаться от проведения в этом интервале границы юры и мела.

Анализ строения и состава карабильской свиты, проведенный автором в различных частях Таджикской депрессии и ее горного обрамления, позволяет определенно говорить, что установление границы между системами внутри свиты невозможно. Пачка песчаников залегает на различных стратиграфических уровнях (см. рис. 2). Строение свиты существенно меняется на самых коротких расстояниях. Граница между глинистой и песчаниковой пачками носит условный характер. В западных разрезах преобладает глинистая часть свиты; на востоке депрессии — песчаниковая. Во многих разрезах трудно вообще установить границу между пачками — свита представлена чередованием песчаников, глин и алевролитов.

Контакт между карабильской и альмурадской свитами более резкий. В наиболее полных разрезах Таджикской депрессии на этой грани-

це размыв не обнаруживается. Но в разрезах южных склонов Гиссарского хребта выявляется частичный или полный предваланжинский размыв пород карабильской свиты. На различные ее горизонты или даже на образования оксфорд-кимериджа ложатся мелкогалечные конгломераты и гравелитобрекчии ширкентской свиты, относимые автором к мелу. Если в западных разрезах этой зоны (Гулиоб, Шундора, Янго-Клык) присутствует мощная толща глин (до 125—130 м) и пачка вышележащих песчаников (до 28 м) карабильской свиты, то к востоку наблюдается постепенное исчезновение песчаников (к востоку от Оби-Заранга) и уменьшение мощностей глин до полного их размыва (Лучоб, Санг-Миля, Хочильер).

В ряде разрезов Северного Бабатага (Кара-Куз, рис. 2) и Юго-Западного Дарваза в основании альмурадской свиты залегает горизонт базальных конгломератов (до 2,5 м мощностью). Эти факты свидетельствуют о наличии в окраинных частях депрессии следов предваланжинского размыва верхов юрской толщи.

Существуют разногласия в отношении возраста конгломератов и гравелитобрекчий ширкентской свиты. Ю. Н. Андреев считает, что эта толща включает верхнюю часть карабильской и альмурадскую свиты. При отсутствии в этих отложениях органических остатков, вопрос о возрасте может быть решен, исходя из анализа палеогеографических данных.

Постепенная смена сульфатных образований солеродного бассейна глинами и далее мелкозернистыми песчаниками типично континентального облика, свидетельствует о регрессивном этапе седиментации. Состав пород позволяет сделать предположение о значительном ослаблении активности тектонических движений в конце юрского периода. Об уменьшении интенсивности погружения области осадконакопления.

Новая вспышка тектонических движений происходит в неокOME. Эти движения обусловили развитие новой валанжинской трансгрессии на обширной территории Средней Азии. В области, являющейся источником сноса, они вызвали усиленную эрозию, что выразилось в накоплении в зоне южных склонов Гиссарского хребта толщи конглобрекчий, являющихся возрастными аналогами альмурадской свиты.

Исходя из всего сказанного, нам представляется наиболее целесообразным проведение границы между юрской и меловой системами в основании альмурадской свиты — между континентальными осадками титона (отложения карабильской свиты) и лагунными образованиями валанжина (альмурадская свита).

М. И. Мандельштам

К НОВОЙ СИСТЕМАТИКЕ ОСТРАКОД НАДСЕМЕЙСТВА CYTHERACEA

В надсемейство Cytheracea Ulrich et Bassler, 1923 входят семейства: Permianidae Schneider 1948; Cytheridae Baird, 1950; Paradoxostomatidae Brady et Norman, 1889. Сем. Permianidae включает только один род Permiana.

Первые систематики остракоид последних двух семейств были опубликованы в работах Г. В. Мюллера (G. W. Muller, 1894, 1912) и Г. О. Сарса (G. O. Sars, 1928).

Обобщенная систематика с учетом всех ископаемых родов была опубликована автором в трудах XXI сессии Международного геологического Конгресса (Дочетвертичная микропалеонтология). Эта систематика остракоид также напечатана в «Основах палеонтологии» (1960) с добавлением кратких диагнозов, входящих в надсемейство Cytheracea высших таксонов.

В американском справочнике Treatise on Invertebrate Paleontology, 1961 в систематике остракоид надсемейства Cytheracea сделаны существенные изменения на основе большего количества новых родов, появившихся в печати с 1957 года, которые не были учтены в Основах палеонтологии, 1960 года.

Весьма существенные противоречия, образовавшиеся в предложенной американской систематике остракоид надсемейства Cytheracea, отчасти объясняются тем, что ее разработало ряд отдельных лиц, в результате чего выявились индивидуальные точки зрения на объем многих таксонов и их положения в системе надсемейства Cytheracea.

Наконец Г. Хартманн (G. Hartmann, 1963) обобщил материалы по систематике и филогении рецентных и ископаемых остракоид и предложил еще одну систему Cytheracea. Эта система нуждается в существенных изменениях и дополнениях, в связи с появлением в печати большого количества новых таксонов и различных точек зрения на объем подсемейств.

Надсемейство Cytheracea на сегодняшний день включает 3 семейства, 79 подсемейств, 330 родов, 10 родов с невыясненной принадлежностью и около 100 гононимов и синонимов.

Из прилагаемой таблицы 1 видно как неимоверно быстро возросло количество описанных новых родов остракоид надсемейства Cytheracea за последнее время.

Опубликование новых родов из семейств Cytheridae и Paradoxostomatidae по десятилетиям:

До 1869	1870—1879	1880—1889	1890—1899	1900—1909	1910—1919	1920—1929	1930—1939	1940—1949	1950—1959	1960—1967
9*	2*	3*	12*	5*	3*+1=4	15*	30*+3= =33	30*+7= =37	98*+37= =135	60*+15= =75

Примечание: * — обозначает роды, выделенные иностранными авторами.

Таким образом, становится вполне понятным, что ранее существующие систематики остракод надсемейства Cytheracea требуют существенного пересмотра и дополнения, без чего нельзя приступать к систематическим монографиям. Потребность в новой систематике ощущается всеми палеонтологами, изучающими остракоды, и эти требования, прежде всего, вызываются практической необходимостью, т. к. остракоды все шире используются в детальных стратиграфических, палеографических и др. исследованиях, не говоря уже о важности их как палеонтологических остатков, используемых при сопоставлении и корреляции разрезов естественных отложений и буровых скважин.

В данном сообщении мы ограничиваемся приведением только схемы системы остракод надсемейства Cytheracea и указаниям филогенетических взаимоотношений входящих в него родов с перечислением новых таксонов высшего порядка. Более подробный разбор филогении остракод надсем. Cytheracea будет опубликован в специальном справочнике по остракодам, подготовляемом в настоящее время к печати.

Список новых подсемейств семейства Cytheridae

1. Emphasiinae subfam. n.
2. Paraschulerideinae subfam. n.
3. Hutsoniinae subfam. n.
4. Semicytherideinae subfam. n.
5. Naviculinae subfam. n.
6. Ruttenellinae subfam. n.
7. Homocytherideinae subfam. n.
8. Euryitycytherinae subfam. n. Euryitycytherinae.
9. Centrocytherinae subfam. n.
10. Merocytherinae subfam. n.
11. Oligocythereisinae subfam. n.
12. Archicythereisinae subfam. n.
13. Exophthalmocytherinae subfam. n.
14. Paijenborchellinae Mandelstam, Andreev et Rosyeva, 1965.
15. Proloxoconchinae subfam. n.
16. Parariscusinae subfam. n.
17. Gesoriaculinae subfam. n.
18. Eucytherurinae subfam. n.
19. Metacytheroptherinae subfam. n.
20. Svetoninae subfam. n.
21. Citrellinae subfam. n.
22. Pneumatocytherinae subfam. n.
23. Procytheropterinae subfam. n.

Список новых родов надсемейства

1. *Procuneocythere* gen. n. (п/с *Cuneocytherinae* Mandelstam, 1960) тип: *Cythere amigdolooides* Cornuel, 1844, альб Франции.
2. *Phthalmocythere* gen. n. (п/с *Exophthalmocytherinae* Mandelst. subfam. n) тип: *Exophthalmocythere fuhrbergensis* Steghaus, 1951, киме-ридж ФРГ.
3. *Eocytheroptera* gen. n. (п/с *Eocytheropterinae* Mandelstam, 1960) *Progonocythere lecta* Kuznetsova, 1961 баррем юго-востока Кавказа.
4. Kuznetsova, gen. n. (п/с *Oligocythereisinae* Mandelstam subfam. n) тип: *Protocythere chalilovi* Kuznetsova, 1961, баррем вост. Кавказа.
5. *Grammia* gen. n. (п/с *Archioocytherisinae* Mandelst. subfam. n.) тип: *Cythereis? gratus* Vronskja, 1965. Кампан — низовье р. Аму-дарьи.
6. *Quasicytheridea* gen. n. (п/с *Paraschulerideinae* Mandelst. subfam nov.) тип: *Eocytheridea elongata* Bate, 1963, байос Англии.
7. *Mezocytherura* gen. n. (п/с *Cytherurinae* Nanai, 1957), тип: *Paracytheridea polyornata* Peterson, 1954, верхн. келловей, Сев. Америка, Монтана.
8. *Svetonia* gen. n. (п/с *Svetoniinae* subfam. n.) тип: *Orthonotacythere speetonensis* Neale, 1962. Нижний мел, Берриас, Англия.

Ostracodum genera incertae sedis

1. *Basslerella* Kellett, 1935.
2. *Christellocythere* Beutler et Grundel, 1963.
3. *Fabanella* Martin, 1961.
4. *Hemikrithe* Bold, 1950.
5. *Microloxoconcha* Hartmann, 1964.
6. *Nannocythere* Schafer, 1953.
7. *Pseudocytheromorpha* Puri, 1957.
8. *Pseudoloxoconcha* Muller, 1894.
9. *Reversiocythere* Grundel, 1965.
10. *Velarocythere* Brown, 1957.
11. *Platycythere* Bate, 1967.
12. *Wolburgia* Apostolescu, 1966.

Список вероятных синонимов и гононимов *

- Acantocythereis* Puri, 1953 — *Trachyleberis* Brady, 1898.
Acuticytheretta Deroo, 1966 — *Buntonia* Howe, 1935.
Alteratrachyleberis Li, 1964 — *Trachyleberis* Brady, 1898.
Anticythereis Bold, 1944 — *Trachyleberis* Brady, 1898.
Apatocythere Triebel, 1940 — *Habrocythere* Triebel, 1940.
Aulocytheridea Howe, 1951 — *Cushmanidea* Blake, 1933.
Australicythere Benson, 1944 — *Patagonocythere* Benson, 1944.
Aversoalva Hornibrook, 1952 — *Trachyleberis* Brady, 1898.
Campylocythere Triebel, 1950 — *Actinocythereis* Edwards, 1944.
Chrystocythere Ruggieri, 1962 — *Trachyleberis* Bradu, 1898.
Carinocythereis Ruggieri, 1956 — *Bradleya* Hornibrook, 1952.
Chrystocythere Ruggieri, 1962 — *Trachyleberis* Brady, 1898.
Costa Neviani, 1928 — *Trachyleberis* Brady, 1898.
Cylindrus Neviani, 1928 — *Cytheretta* Muller, 1894.
Cytherites Sars, 1926 — *Enntocythere* Marshall, 1903.

* Без выделения подродов.

Cytherettinella Andreev et Mandelstam, 1964.— Protoveenia Damotte, 1963.

Dictyocythere Sylvester — Bradley, 1956 — Macrodentina Martin, 1940.

Diogmopteron Hill, 1954 — Brachycythere Alexander, 1933.

Dogomeya Apostolescu, 1961 — Trachyleberis Brady, 1898.

Echinocythereis Puri, 1954 — Trachyleberis Brady, 1898.

Eucythereis Klie, 1940 — Hemicythere Sars, 1925.

Flexus Neviani, 1928 — Cytheretta Muller, 1894.

Hermanites Puri, 1954 — Trachyleberis Brady, 1898.

Hirsutocythere Howe, 1951 — Trachyleberis Brady, 1898.

Isobuntonia Apostolescu, 1961 — Buntonia Howe, 1953.

Iugocythereis Puri, 1954 — Isocythereis Triebel, 1940.

Karsteneis (Karsteneis) Pokorny, 1963 — Cythereis Jones, 1849.

Karsteneis (Prosteneis) Pokorny, 1963 — Cythereis Jones, 1849.

Leucolimnocythere Kaufmann, 1892 — Limnocythere Brady, 1868.

Loxocorniculum Benson et Coleman, 1963 — Loxoconcha Sars, 1866.

Loxoreticulatum Benson, 1964 — Loxoconcha Sars, 1866.

Luvula Coryell et Fields, 1937 — Jonesia Brady, 1866.

Lyubimovina Neale, 1962 — Galliaecytheridea Oertli, 1957.

Macrocythere (Dictiocythere) Sylvester — Bradley, 1956 — Macrocythere Martin, 1940.

Macrocytherina Sars, 1926 — Jonesia Brady, 1866.

Mediodentina Bate, 1967 — Macrodentina Martin, 1940.

Leniocythere Howe, 1951 — Murrayina Puri, 1954.

Nanocythere Apostolescu, 1961 — Cytheretta Muller, 1894.

Neocaudites Puri, 1960 — Trachyleberis Brady, 1898.

Neocytherettina Lubimova, 1965 — Protoveenia Domatte, 1963.

Neocythere Coryell et Fields, 1937 — Trachyleberis Brady, 1898.

Normania Brady, 1866 — Loxoconcha Sars, 1866.

Occultocythereis Howe, 1951 — Trachyleberis Brady, 1898.

Oertliana Kilenyi, 1963 — Dicrorygma Poag, 1962.

Oertliella Pokorny, 1964 — Cythereis Jones, 1849.

Orionina Puri, 1954 — Isocythereis Triebel, 1940.

Orthonotacythere Alexandeg, 1933 — Eocytherepteron Alexander, 1933.

Orthorygma Cristensen, 1965 — Dicrorygma Poag, 1962.

Paracytheretta Triebel, 1944 — Cytheretta Muller, 1894.

Paraorthonotacythere Kuznetsova, 1961 — Iuvenix Kuznetsova, 1957.

Pachycytherideis Wolburg, 1962 — Galliaecytheridea Oertli, 1957.

Pavloviella Kuznetsova, 1957 — Macrodentina Martin, 1940.

Pectotrachyleberis Triebel, 1944 — Cytheretta Muller, 1894.

Planoleberis Deroo, 1963 — Trachyleberis Brady, 1898.

Pontocythere Dubowsky, 1939 — Cushmanidea Blake, 1933.

Prionocytheretta Mehes, 1941 — Cytheretta Muller, 1894.

Protobasslerites Apostolescu, 1961 — Cytheretta Muller, 1961.

Protobuntonia Grekoff, 1954 — Buntonia Howe, 1935.

Procytheretta Puri, 1938 — Buntonia Howe, 1935.

Pseudocythereis Skogsberg, 1928 — Trachyleberis Brady, 1898.

Pseudocytheretta Cushman, 1906 — Cytheretta Muller, 1894.

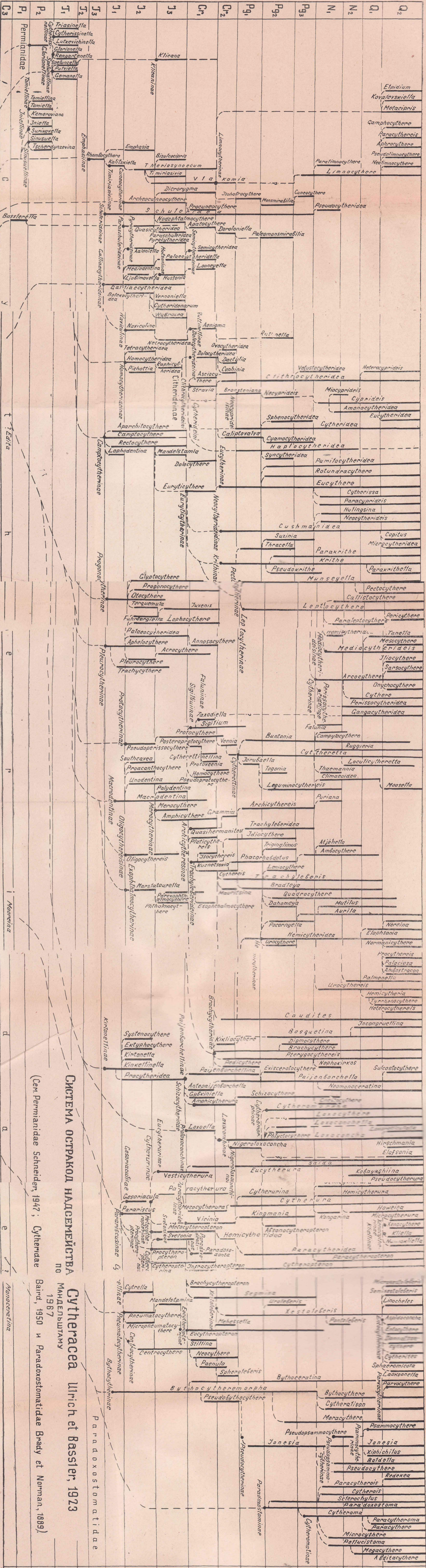
Pyricythereis Howe, 1936 — Buntonia Howe, 1935.

Quasibuntonia Ruggieri, 1958 — Buntonia Howe, 1935.

Ranocythereis Kaye, 1965 — Quasihermanites Grundel, 1964.

Rhysocythere Sylvester — Bradley, 1955 — Macrodentina Martin, 1940.

Ruggieria Keij, 1957 — Bradleya Hornibrook, 1952.



СИСТЕМА ОСТРАКОД НАДСЕМЕЙСТВА
CYTHERACEA ULRICH ET BASSLER, 1923
МАДЕЛЬБУШТАМЪ
1967
(См. Permianidae Schneider, 1947; Cytheridae
Baird, 1950 и Paradoxostomatidae Brady et Norman, 1889.)

C3 P1 P2 T1 T2 T3 J1 J2 J3 Cr1 Cr2 P91 P92 P93 N1 N2 Q1 Q2

- Sacculus Neviani, 1928 — Cushmanidea Blake, 1933.
Spongicythere Howe, 1951 — Trachyleberis Brady, 1898.
Soudanella Apostolescu, 1961 — Buntonia Howe, 1933.
Spheroleberis Deroo, 1963 — Neocythere Mertens, 1956.
Stenbergella Wolburg, 1962 — Galliaecytheridea Oertli, 1957.
Togonina Apostolescu, 1961 — Buntonia Howe, 1935.
Trochinius Mandelstam, 1959 — Neocythere Mertens, 1956.
Trochiscus Mandelstam, 1956 — Neocythere Mertens, 1956.
Trachyleberina Mandelstam, 1960 — Trachyleberidea Bowen, 1953.

А. И. Айнемер, Я. Р. Меламед

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ЛИНЕЙНЫХ ДИСКРИМИНАНТНЫХ ФУНКЦИЙ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ЛИТОСТРАТИГРАФИИ

На определенных этапах геологических исследований часто возникает потребность в проведении границ между двумя или большим количеством изучаемых объектов, характеризующихся рядом признаков. При этом, чем больше признаков, тем труднее решить вопрос о разделении объектов, об их сходстве и различии. С другой стороны, многоаспектность признаков, их большее количество повышают достоверность выводов и делает более убедительными полученные результаты исследований.

Примером таких случаев является проведение граней между стратиграфическими подразделениями, решение вопроса о принадлежности какой-либо части разреза к тому или иному стратиграфическому комплексу.

Разделение и сравнение таких геологических тел по большому числу признаков «на глаз» вводит в исследование значительную долю субъективизма, резко снижает качество результатов и не позволяет получить представление о степени надежности и достоверности проведенных исследований.

От элемента субъективизма помогают избавиться общеизвестные методы графического изображения результатов анализов и полевых наблюдений, системы пересчетов и усреднений этих данных. Более радикальное решение этого вопроса возможно лишь при использовании в геологической практике современных методов многомерного статистического анализа и, в частности, метода линейных дискриминантных функций. Этот метод уже использовался в геологической практике для сравнения минералогического состава чокракских песков Южного Дагестана, современного аллювия Волги (А. Б. Вистелиус, 1950) и при петрологических исследованиях (Н. Л. Добрецов, А. Г. Пономарев, 1964; С. В. Гольдин, Л. Г. Пономарев, 1964).

В настоящей статье показано применение метода линейных дискриминантных функций при литостратиграфических исследованиях фаунистически неохарактеризованных неогеновых моласс юго-восточной части Таджикской депрессии для оценки правильности проведения границ между хингоуской (средний миоцен?) и тавильдаринской (верхний миоцен?) свитами. Полевой материал собирался и обрабатывался авторами совместно с сотрудниками Таджикского геологического управления С. Е. Арванитаки и А. Рафиевым.

Хингоуская свита в рассматриваемом районе представлена монотонно-переслаивающимися пластами (по 0,1—0,5—1,0 м) красноцветных полимиктовых песчаников, алевролитов и гидрослюдистых глин. По мере приближения к кровле свиты в разрезе появляются маломощные (до 0,6 м) прослои серых песчаников. В строении тавильдаринской свиты ведущую роль играют серые полимиктовые, иногда граувакковые песчаники, хотя пачки песчаников довольно часто расслаиваются пластами бурых алевролитов и конгломератов.

Особенно много конгломератов в разрезах тавильдаринской свиты, изученных в самой окраинной части депрессии, прилегающей к областям сноса. Здесь линзы и прослои конгломератов встречаются и среди песчаников хингоуской свиты.

Граница между свитами проводилась в поле по смене преимущественно красноцветной окраски пород на сероцветную. Учитывались и структурные, и текстурные признаки пород. Большую помощь оказывало прослеживание отдельных пачек пород от расположенных на северо-востоке депрессии стратотипов.

В дальнейшем, в камеральной обстановке положение границы уточнялось по результатам лабораторного изучения литологических особенностей пород, по данным споро-пыльцевого, палеомагнитного и других анализов (Я. Р. Меламед, 1966). Тем не менее, нередко возникающие при этом трудности вызвали сомнения в правильности проведения границ между свитами в некоторых разрезах.

Кроме того, необходимость в стратиграфической привязке отдельных разобщенных выходов неогеновых пород и керн буровых скважин обусловила постановку вопроса об изыскании дополнительных и более объективных критериев и методов расчленения и сопоставления разрезов. Одним из таких методов и является метод линейных дискриминантных функций. Суть его заключается в описании параметров такой плоскости в многомерном пространстве (гиперплоскости), при проекции на которую сопоставляемые совокупности признаков окажутся максимально разделенными (Р. Миллер, 1965). Результаты вычисления линейной дискриминантной функции могут быть выражены в виде уравнений и в виде графика распределения значений дискриминантной функции.

Сначала рассчитываются линейные функции:

$$D(x) = b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n,$$

где X_i — значение признака.

b_i — коэффициенты дискриминантной функции, определяемые решением системы уравнений $BS = (x_i^{(1)} - x_i^{(2)})$, где b — вектор коэффициентов b_i , $(x_i^{(1)} - x_i^{(2)})$ — вектор разностей средних арифметических значений признака x_i первого и второго сравниваемых подразделений, а S — совокупная ковариационная матрица, расчет которой ведется в предположении, что матрицы ковариаций признаков сравниваемых подразделений значимо не различаются.

Затем определяется значение $D(x) = L$, разделяющее рассматриваемые подразделения наилучшим образом и A — обобщенное расстояние между совокупностями признаков, характеризующих эти подразделения. С помощью A устанавливается вероятность ошибок разделения. Все расчеты производились по программе, составленной для десяти признаков З. В. Агукиной на электронной вычислительной машине БЭСМ-2М.

В качестве признаков, по совокупности которых предполагалось проверить проведение границы между хингоуской и тавильдаринской свитами, были выбраны содержания тяжелых (удельный вес более 2,8 г/см³) терригенных минералов и обнаруженных количественным

спектральным анализом малых элементов. При этом вычисления дискриминантных функций производились по каждому из изучаемых разрезов отдельно по минералам и элементам в предположении, что в сравниваемых свитах содержания минералов и элементов распределены нормально. Гипотеза нормальности распределения каждого из признаков для большинства выборок была проверена с помощью оценок асимметрии и эксцесса. Отличие рассмотренных распределений от нормальных является незначимым (при $q = 0,05$). Среди минералов были выбраны широко распространенные в свитах ставролит (St), турмалин (Turm), сфен (Sf), апатит (Ap), эпидот (Ep), амфиболы и пироксены вместе (Am. руг.), барит (Ba), рутил (Ru), циркон (Zr), гранат (Gr); а из малых элементов наиболее часто встречающиеся Mn, Ni, Ti, V, Cr, Ca, Pb, Zn, Zr, Ba. Всего было использовано около 400 минералогических и 600 спектральных анализов.

Одним из первых решался вопрос о стратиграфической принадлежности пачки серых песчаников в разрезе по правому берегу реки Пяндж, между кишлаками Бах и Багорак. Дело в том, что в этом разрезе и хингоуская, и тавильдаринская свиты содержат значительное количество серых песчаников. Причем, уже в верхней половине хингоуской свиты эти песчаники начинают преобладать над другими членами чередования. Упомянутая пачка серых песчаников (300—400 м) с редкими прослоями бурых алевролитов залегает между толщами, одна из которых (нижняя) уверенно относится к хингоуской свите, а другая — к тавильдаринской. Одни геологи, посещавшие рассматриваемый разрез, проводили границу между свитами по кромке этой пачки, т. е. включали последнюю в состав хингоуской свиты, а другие — по подошве. Кроме того, обычный анализ особенностей распределения тяжелых минералов и малых элементов по разрезу не давал однозначного ответа на этот вопрос. Поэтому вычисление значений линейной дискриминантной функции для свит этого разреза проводилось в два приема. В одной задаче спорная пачка была отнесена к хингоуской свите (см. рис. 1а; рис. 2а), во второй — к тавильдаринской (см. рис. 1б).

Графики распределения линейных дискриминантных функций отчетливо показывают, что спорная пачка по характеру распределения в ней тяжелых минералов и малых элементов должна быть включена в хингоускую свиту. В дальнейшем отнесение отдельных частей разрезов по пересчитанным результатам минералогических анализов образцов пород производилось путем сравнения их с уравнением линейной дискриминантной функции, которое для данного разреза выглядит следующим образом: $D(x) = 4,35St - 0,09Turm + 0,4Sf - 0,19Ap + 0,01Ep + 3,26Am. \text{ руг.} - 0,03Ba + 0,87Ru + Zr - 0,11Gr. L = 12,44; A = 15,93.$

Уравнение дискриминантной функции для малых элементов этого разреза имеет следующий вид: $0,01Mn + 0,04Ni - 0,004Ti + 0,02V + 0,05Cr - 1,28Cu - 0,13Pb + 0,02Zn + 0,04Zr + 0,03Ba. L = 10,01; A = 10,33.$

Для каждой новой партии образцов составляется уравнение линейной дискриминантной функции, затем сравнивают значение $D(x)$ с вычисленной ранее величиной L . Если $D(x) > L$, то принимается гипотеза о принадлежности исследованных пород к тавильдаринской свите; если $D(x) < L$ — образцы относят к хингоуской свите.

Аналогичным путем получены уравнения линейных дискриминантных функций и вычерчены графики значений дискриминантных функций для минералогического и спектрального составов пород хингоуской и тавильдаринской свит других изученных разрезов (см. рис. 1, 2). Методы

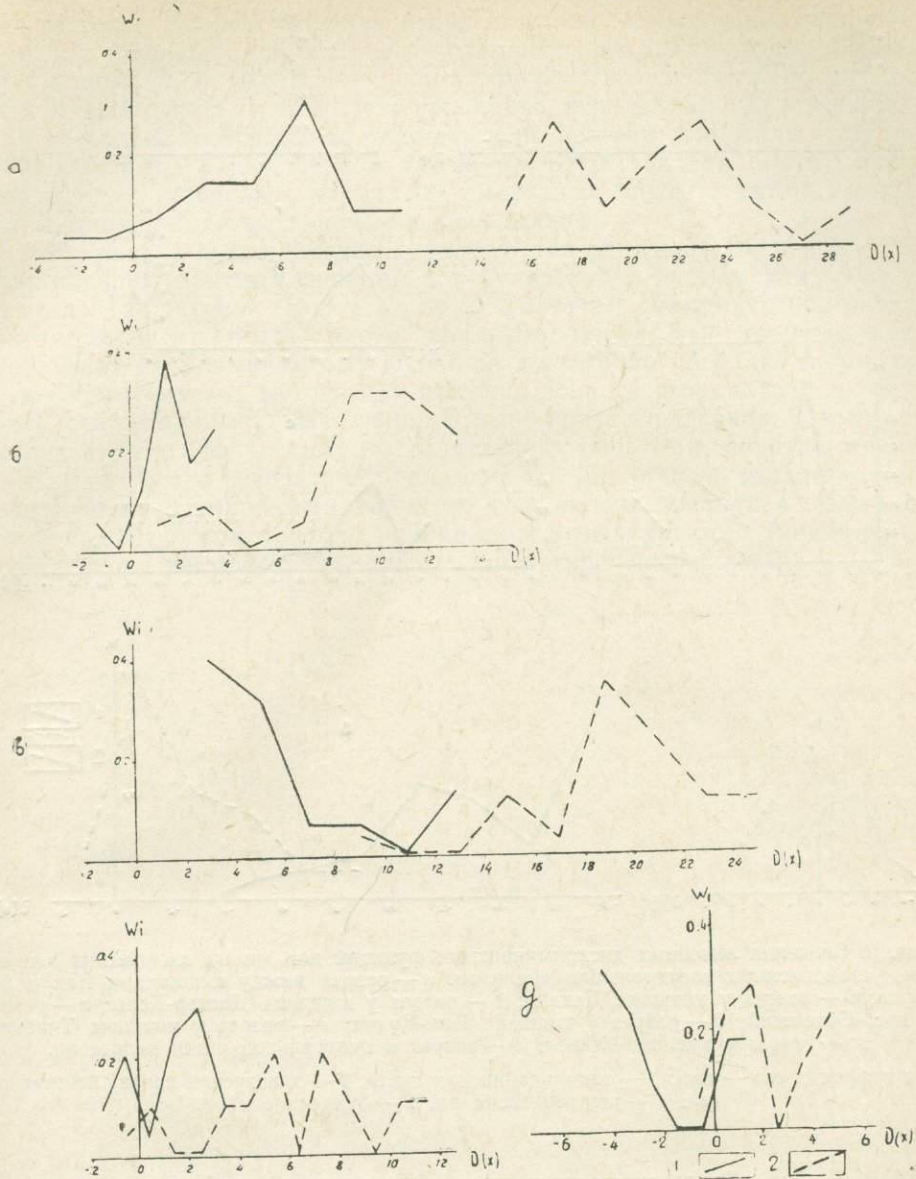


Рис. 1. Значения линейных дискриминантных функций для комплекса тяжелых терригенных материалов. а, б — разрез между кишлаками Бах и Багорак; в — разрез у кашлака Тибион; г — разрез у кишлака Дахана; д — разрез в центральной части депрессии.

На графиках «а» — «г»: 1 — тавильдаринская свита, 2 — хингоуская свита; на графике «д»: 1 — риштанские слои палеогена, 2 — бухарские слои палеогена.

построения графиков, составления и использования уравнений описаны достаточно подробно (Н. Л. Добрецов, Л. Т. Пономарев, 1964; Р. Миллер, 1965 и др.).

Анализ полученных уравнений и графиков позволяет видеть, что по комплексам тяжелых терригенных минералов и малых элементов породы хингоуской и тавильдаринской свит существенно различаются между

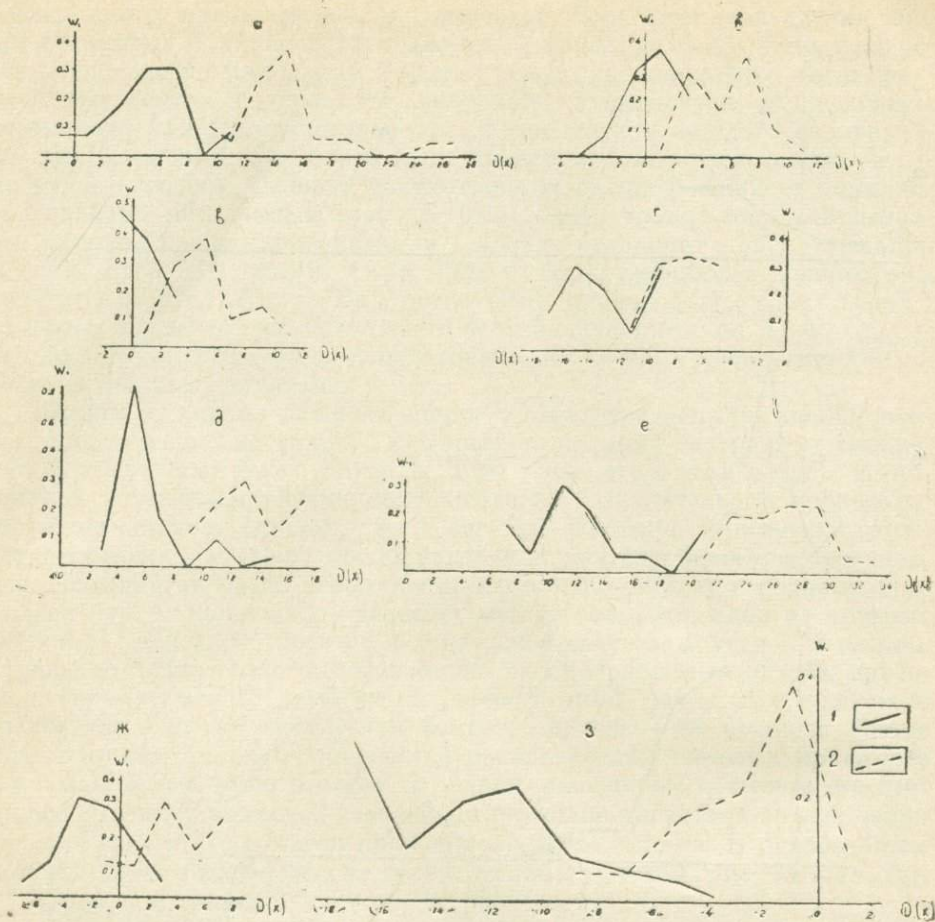


Рис. 2. Значения линейных дискриминантных функций для малых химических элементов, установленных спектральным анализом. *a* — разрез между кишлаками Бах и Багорак; *б* — разрез у кишлака Дахана; *в* — разрез у кишлака Достар-Козы; *г* — разрез у пос. Советский; *д* — разрез у кишлака Беш-Кудук; *е* — разрез у кишлака Тиабюн; *ж* — разрез у кишлака Учкол; *з* — разрез в центральной части депрессии.

На графиках «*a*» — «*ж*»: 1 — тавильдаринская свита, 2 — хингоуская свита; на графике «*з*»: 1 — риштанские слои, 2 — бухарские слои.

собой как по абсолютным значениям дискриминантной функции, так и по частотам встречаемости тех или иных значений.

Зоны недоверности, образуемые наложением одной линии на другую, характеризующих хингоускую и тавильдаринскую свиты, свидетельствуют о том, что не очень удачно выбран комплекс признаков, по которым сравниваются свиты. Не менее вероятно, что наличие зон недоверности указывает на постепенность изменений состава пород по разрезу. По-видимому, более тщательный подбор исследуемого комплекса признаков позволит добиться еще более четкого разграничения изучаемых объектов.

Выше уже указывалось, что неогеновые отложения исследованного района не содержат фаунистических остатков и в проведении границ между свитами могут быть допущены значительные ошибки. Поэтому, с целью проверки полученных результатов математической обработки

данных, которые были собраны в процессе изучения стратиграфически немых толщ, мы использовали метод линейных дискриминантных функций для сравнения фаунистически охарактеризованных отложений мела (по данным Л. Я. Шварца и В. М. Сташкова) и палеогена (по материалам В. В. Олейника). Комплекс признаков, использованных в этих задачах несколько отличался от таковых для неогена: минералы — рудные непрозрачные, гранат, циркон, турмалин, рутил, анатаз, апатит, пироксен, эпидот, ставролит; элементы — марганец, никель, титан, ванадий, хром, цирконий, медь, свинец, серебро, галлий.

На рис. 1д и 2з приведены графики распределения значений линейных дискриминантных функций для бухарских и риштанских слоев палеогена Таджикской депрессии по результатам соответственно-минералогического и спектрального анализов пород. Эти графики, как и уравнения дискриминантных функций, достаточно наглядно демонстрируют применимость метода для решения вопроса о принадлежности пород, охарактеризованных группой выбранных признаков, к тому или иному стратиграфическому подразделению. При этом, понятно, имеется в виду не оценка возраста пород, а определение степени сходства между различными комплексами пород по нескольким признакам. Именно в этом смысле метод линейных дискриминантных функций применим при составлении местных региональных стратиграфических схем.

Л. Я. Шварц, В. М. Сташков

РИТМОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Расчленение и корреляция нижнемеловых отложений Таджикской депрессии из-за отсутствия или бедного содержания «руководящей» фауны (особенно в нижней части разреза), а также значительной литофациальной изменчивости сопряжено со значительными трудностями. Следовательно, для вышеуказанных целей необходимо применить косвенные методы расчленения, а именно — методы ритмостратиграфического расчленения разрезов, ибо ритмичность отложений является характерной особенностью строения толщ. При этом, наблюдаемое в каждый данный момент времени распределение осадков на дне бассейна зависит от ряда факторов, среди которых тектоническому режиму принадлежит существенная, а, вероятно, и ведущая роль (В. Е. Хаин, 1964).

Поэтому в комплекс использованных для расчленения разрезов характеристик были включены: гранулометрический состав пород (ситовый метод и подсчет в шлифах) и ряд литологических коэффициентов (медианный диаметр зерен M_d , коэффициенты сортировки и асимметрии — So и Sk , связанные с гранулометрическим составом пород, минералогический состав пород, кривые глинистости и др., связанные в той или иной степени с изменениями тектонического режима, а также кривые карбонатности.

По кривым изменения этих параметров были выделены ритмы различного порядка (см. табл. 1). Основное внимание при этом уделялось изменению гранулометрического состава, литологических коэффициентов и карбонатности (Б. А. Левшин, М. М. Фартуков, 1963; Л. Д. Мирошников, 1956; И. И. Потапов, 1947; Л. Б. Рухин, 1947 и др.).

Выделенные ритмы характеризуются в основании повышенным содержанием крупных фракций в составе обломочной части пород, часто повышенной карбонатностью и аномальными значениями литологических коэффициентов.

По гранулометрическому составу четко выделяются по присутствию фракций $> 0,25$ мм альмурадская, кызылташская и калигрекская свиты, по отсутствию этих фракций, а часто и фракцию $> 0,1$ мм — верхний альб. M_d , So и Sk — тесно связаны между собой и зависят от гранулометрического состава. Кривая M_d выделяет те же интервалы разреза, которые выделяются по гранулометрическому составу; кривые So и Sk , являясь зеркальным отображением друг друга, резко изменяются по

разрезу и в большинстве случаев использовались как вспомогательный критерий при выделении ритмов.

Карбонатность имеет корреляционное значение для следующих частей разреза: альмурадская, нижнеокузбулакская свиты и средний альб — характеризуются повышенными значениями карбонатности; карабильская и верхнеокузбулакская свиты — пониженными.

Большое значение при расчленении и корреляции разрезов имеет окатанность зерен. Характерна приуроченность минимальных содержаний угловатых зерен к границам стратиграфических подразделений и ритмов. По наибольшему содержанию хорошо окатанных зерен и низкому содержанию угловатых зерен четко выделяются и прослеживаются альмурадская свита и средняя часть альба.

Минералогический состав имеет большое значение при расчленении разрезов и меньшее при их корреляции (В. Н. Шванов, Я. Р. Меламед, 1960). Корреляционными являются следующие минералы: магнетит-ильменит, гранат, циркон, роговая обманка, пироксены, эпидот — цоизит и турмалин.

Магнетит-ильменит, гранат, циркон и, в меньшей степени эпидот распространены почти по всему разрезу в больших количествах, выделяя стратиграфические подразделения и ритмы по изменению своего содержания. Роговая обманка и пироксены приурочены лишь к отдельным частям разреза и появляются, как правило, в основании ритмов. Наибольшее содержание этих минералов отмечено в окузбулакской и калигреской свитах.

Разрез нижнего мела начинается с III ритма 1-го порядка, внутри которого выделены ритмы II-го порядка, а в V ритме выделены также ритмы III порядка (см. рис. 1, табл. 1). Ритмы I и II первого порядка выделены в юрских отложениях и поэтому здесь не описываются. Ниже дается характеристика выделенных ритмов.*

III ритм (валанжин-готерив). 9 ритм (альмурадская свита) характеризуется исключительно хорошей выдержанностью по площади значений литологических коэффициентов и минералогического состава по всем изученным разрезам. Отличается повышенной карбонатностью и присутствием крупных фракций, плохой сортировкой и низкими значениями коэффициента асимметрии, низким содержанием угловатых и высоким содержанием окатанных зерен.

Минералогический состав отличается высоким содержанием неустойчивых минералов; некоторые его вариации обусловлены широким развитием аутигенного минералообразования и эпигенеза (Чаррох, Шаргунь).

10 ритм (нижняя часть кызылташской свиты) хорошо выделяется в разрезе кызылташской свиты всех изученных разрезов Таджикистана за исключением Даштибета, где нижняя часть разреза закрыта. Характеризуется в общем пониженной карбонатностью, выдержанностью гранулометрического состава с постоянным присутствием крупных фракций, хорошей сортировкой и высокими значениями коэффициента асимметрии. Минералогический состав по площади не выдержан.

11 ритм (верхняя часть кызылташской свиты) характеризуется повышенной карбонатностью (за исключением Шаргуни), несколько худшей сортировкой и присутствием грубых фракций в основании ритма. По минералогическим особенностям четко отделяется от 10 ритма.

* Граница между юрской и меловой системами проводится по подошве альмурадской свиты (9 ритм) в соответствии с «Информацией о результатах осмотра меловых разрезов Средней Азии, проведенного постоянной стратиграфической комиссией МСК по мелу СССР» (1966).

IV ритм (баррем-апт). 12 ритм (нижняя окузбулакская свита) выделяется в разрезе аналогично 9 ритму по повышенной карбонатности и почти постоянному присутствию в основании ритма крупных фракций, плохой сортировкой, несколько улучшающейся в разрезах Шаргунь, Даштибет, Ширкент.

Нижняя граница ритма подчеркивается минимумом содержания угловатых зерен. Четко выделяется в разрезе по минералогическому составу; по площади минералогический состав изменяется.

13 ритм (верхняя окузбулакская свита) характеризуется во всех изученных разрезах пониженной карбонатностью, более тонким гранулометрическим составом. В разрезах Гиссарской зоны в основании ритма наблюдается погрубение материала. По ассоциации минералов четко отделяется от 12 ритма.

14 ритм (калигрекская свита) характеризуется постоянством и грубозернистостью гранулометрического состава, хорошей сортировкой (за исключением Чарроха), высокими значениями Sk, высокой карбонатностью (за исключением разрезов Ак-Су, Чаррох, Ширкент, Шаргунь) и постоянным присутствием неустойчивых минералов.

V ритм (альб). В разрезе V ритма четко выделяется 3 ритма более низкого порядка — 15, 16 и 17, которые по сопоставлению с разрезом Гаурдака соответствуют нижнему, среднему и верхнему альбу.

15 и 17 ритмы характеризуются низкой карбонатностью, и 16 ритм — высокими ее значениями.

Для V ритма в целом характерно отсутствие фракции $>0,25$ мм в составе обломочной части пород.

15 ритм характеризуется повышенной карбонатностью в основании и изменяющимися по площади значениями литологических коэффициентов. В составе 15 ритма по изменению гранулометрии, литологических коэффициентов и содержанию минералов тяжелой фракции выделяются две части — 15а и 15б.

16 ритм четко выделяется по высокой карбонатности и плохой отсортированности материала. Для всех разрезов характерно отсутствие роговой обманки.

Таблица 1

Схема ритмостратиграфического расчленения нижнемеловых отложений Таджикской депрессии

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Свита	Ритмы				
					1-го порядка	2-го порядка	3-го порядка		
Меловая	Нижний	Альб	верхний		V		17	15 б	
			средний				16		
			нижний				15		15 а
		Бар-ремапт	Калигрекская			IV		14	
			Окузбулакская	верхняя	13				
				нижняя	12				
		Валанжин-гестерив	кызылташская			III		11	
			альмурадская					10	
								9	

17 ритм характеризуется низкими значениями карбонатности, лучшей сортировкой материала. По минералогическому составу 17 ритм, как правило, почти не отличается от 16 ритма.

Исходя из вышеизложенного, делаем в ы в о д ы:

1. Принятая методика расчленения и корреляции разрезов дает достаточно надежные результаты при применении ее к фаунистически слабо охарактеризованным толщам пород, позволяя выделять в разрезах ритмы и прослеживать их по площади даже при условии существенной литологической изменчивости изучаемых разрезов.

2. Основными параметрами при ритмостратиграфическом расчленении разрезов являются: гранулометрический состав, карбонатность, минералогический состав пород. Вспомогательными характеристиками являются: окатанность, форма зерен и литологические коэффициенты.

3. В результате проведенной работы произведено ритмостратиграфическое расчленение разреза. В некоторых разрезах установлено отсутствие тех или иных частей разреза, а в разрезах Ширкент, Шаргунь, Даштибет выделена альмурадская свита, ранее не выделявшаяся.

Я. Р. Меламед

ИСКОПАЕМЫЕ ДЮНЫ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Эоловые отложения пользуются широким развитием в неогеновых молассах Таджикской депрессии. Однако, большая часть их представлена маломощными пластовидными линзами хорошо сортированных красноцветных мелкозернистых песчаников со свойственными эоловым образованиям габитусом и поверхностью песчаных зерен. Эоловая обработка происходила в процессе перевевания суходольных песков слабо холмистой аллювиальной равнины в условиях аридного климата.

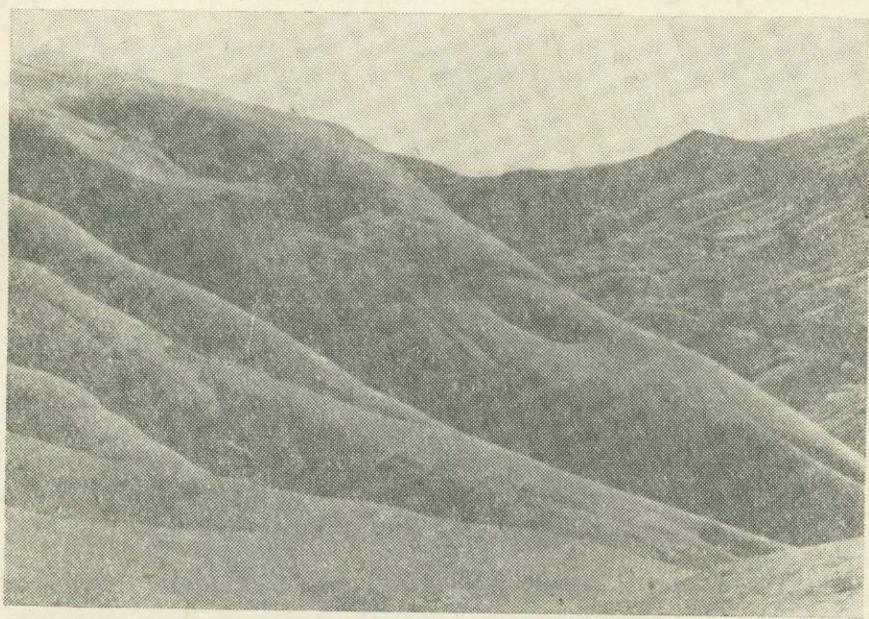


Рис. 1. Косая слоистость в эоловых отложениях хребта Баба-Таг. Овраг Аргамчи.

Наиболее мощная толща эоловых песчаников обнажается в глубоких оврагах западного склона хребта Баба-Таг и входит в состав самой древней из неогеновых — бальджуанской свиты, условно датируемой как нижний миоцен.

Здесь, в основании неогенового разреза, на лагунно-континентальных песчано-глинистых отложениях верхнего палеогена залегает пачка

аллювиальных красноцветных песчаников, алевролитов и глин. В песчаниках и алевролитах нередко косяя слюйчатость косвенного типа (Л. Б. Рухин, 1961), линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов, борозды размыва. Выше лежит толща мелкозернистых хорошо сортированных оранжево-красных кослоуичатых песчаников (см. рис. 1). Косая слоуичатость перекрестного типа. Мощностъ косых серий от 2—3 м до 15—25 м; протяженностъ серий измеряется десятками метров, достигая иногда 100 м. Прослой глин отсутствуют. Лишь изредка встречаются небольшие линзы запесоченных глил с полигонами трещин высыхания, заполненными песчаным материалом.

Песчаные зерна характеризуются высокой степенью окатанности и гладкой блестящей, реже матовой и ячеистой поверхностью. Структура пород характеризуется резко повышенным содержанием мелкозернистой (0,1—0,25 мм) и тонкозернистой (0,05—0,1 мм) фракций, что обусловило одновершинный характер кумулятивных кривых гранулометрического состава. Содержание глинистой фракции в породе не превышает 18—19% (см. табл. 1). В минералогическом отношении песчаники характеризуются преобладанием кварца (40—60%) и полевых шпатов (20—30%) в легкой (уд. в <2,9) фракции и граната (26—80%) и циркона (15—72%) в тяжелой фракции. Спорово-пыльцевой анализ обнаружил резкое преобладание пыльцы ксерофитных трав — злаков, осоковых, губоцветных, маревых, полыни, эфедры, что указывает на близкий к аридному климат раннего миоцена (время накопления красноцветов бальджуанской свиты). Перечисленный комплекс признаков позволяет сделать вывод (Д. В. Наливкин, 1956; В. И. Попов и др., 1963; Л. Б. Рухин, 1961) об эоловом генезисе пород описываемой пачки. Изучение формы зерен, произведенное В. Н. Швановым (устное сообщение), также подтвердило эоловое происхождение песчаников.

Таблица 1

Гранулометрический состав дюнных песчаников хребта Баба-таг

Номера образцов	Размеры зерен в мм							Средн. разм.
	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,005	<0,005	
	Содержание %/о							
63/1	—	0,08	11,08	63,62	15,76	2, 2	7,26	0,135
68/2	—	—	6,32	50,81	19,25	5, 8	18,87	0,111
60/1	—	—	0,09	77,37	11,24	1 8	9,78	0,110
106/1	—	—	0,19	49, 5	36,46	6,31	7,54	0,145
69/1	—	—	2,07	61, 2	24, 3	3, 6	2,42	0,135

Максимальная мощность эоловой пачки (780 м) зафиксирована в обнажении № 68 (овраг Аргамчи). В северном и южном направлениях мощность эоловых песчаников резко сокращается до 50—60 м (обнажения №№ 100 и 60) и далее — до 0. В центральной части хребта Баба-Таг (обнажение № 50, овраг Раджаб-Мархур) в полосу эоловых образований вклиниваются русловые песчано-глинисто-алевролитовые отложения. Косая слоуичатость косвенного типа указывает на западное направление течения этого палеоводотока (Палеовахш)*.

Эоловые песчаники хребта Баба-Таг залегают (см. рис. 2) в виде узкой (ширина порядка 10—15 км), вытянутой с севера на юг (про-

* Отнесение этих отложений к русловым образованиям реки Палео-Вахш базируется на палеогеографическом анализе неогеновых отложений всей Таджикской депрессии.

тяженность до 110 км) линзы. В западном и северном направлениях толщина эоловых песчаников замещается пойменными и русловыми (последние преобладают) отложениями, прекрасно обнаженными на южном склоне и юго-западных отрогах Гиссарского хребта (река Па-

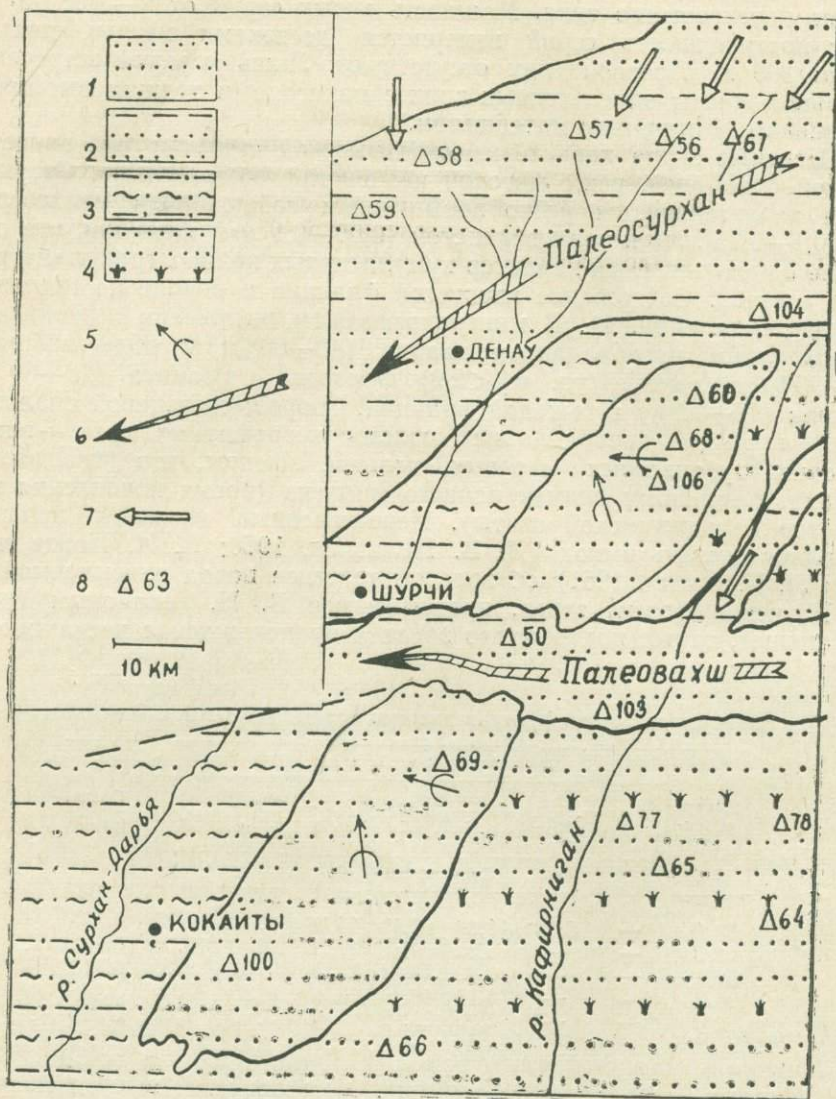


Рис. 2. Литолого-палеогеографическая схема северо-западной части Таджикской депрессии. Бальджуанское время (ранний миоцен). 1 — эоловые песчаники; 2 — преимущественно русловые песчаники и алевролиты; 3 — преимущественно пойменные песчаники, алевролиты и глины; 4 — песчаные и алевропелитовые отложения полупустынной области; 5 — преобладающее направление ветров; 6 — основное направление сноса терригенного материала; 7 — второстепенные направления сноса; 8 — местоположение и номер обнажений.

леосурхан). На востоке они также переходят в преимущественно аллювиальные отложения, среди которых обнаружен горизонт (мощностью 0,8—20 м) «ветрогранников», аналогичных описанным А. И. Айнеме-

ром в заунгузской свите Кара-Кумов, где их считают образованиями полупустынной (саванны?) области.

Значительная мощность эоловой пачки и косых серий в ней могли бы служить основанием для отнесения ее к образованиям песчаной пустыни. Однако, залегание в виде узкой полосы, вытянутой вдоль берега длительно существовавшей палеореки и отсутствие крупных такырных участков позволяет считать эту пачку отложениями речных дюн левого берега реки Палеосурхан и приустьевой части Палео-Вахша. Дюнные отложения с размывом покрываются песчано-глинистыми гипсоносными породами преимущественно руслового и пойменного генезиса.

Таким образом, палеогеографическая обстановка описываемой территории в раннем миоцене представляется в следующем виде (см. рис. 2). После отступления палеогенового моря Таджикская депрессия превратилась в слабохолмистую аллювиальную равнину, полого наклоненную к западу — юго-западу. Климат центральных районов депрессии был жарким и сухим, близким к аридному, что подтверждается широким площадным распространением в бальджуанских красноцветных ветрогранников, изобилием пылицы ксерофитных трав, и, наконец, самой окраской пород.

На окраинах впадины в непосредственной близости к ее горному обрамлению, климат был более умеренным, более влажным. Растительность здесь, кроме трав, содержала значительное количество древесных форм — дуб, орех, ольха, ива, ясень. Вдоль подножья гор текли довольно крупные реки, к числу которых принадлежала и река Палеосурхан. Нижнее, субмеридиональное «колесо» Палеосурхана, характеризовавшееся наиболее пологими берегами и широкой долиной, обладало, видимо, обширной поймой, отложения которой закрыты молодыми наносами и вскрываются лишь в редких обнажениях и буровыми скважинами. Описанные выше дюны узкой полосой окаймляли пойму и рассекались на две части мощной восточной составляющей Палеосурхана — рекой Палео-Вахш.

Л. Я. Шварц, В. М. Сташков, Д. Ташматова

О СОПОСТАВЛЕНИИ РАЗРЕЗОВ ЕСТЕСТВЕННЫХ ОБНАЖЕНИЙ И СКВАЖИН

Расчленение и корреляция нижнемеловых отложений Таджикской депрессии биостратиграфическими методами встречает определенные трудности, которые, естественно, значительно возрастают при изучении разрезов скважин вследствие, как правило, незначительного отбора керна, зачастую небольшого выноса его и т. д.

В этих условиях большую роль могут сыграть косвенные методы сопоставления разрезов, в частности, методы ритмостратиграфии, в значительной мере основанные на литологоминералогическом изучении разрезов естественных обнажений и скважин с получением количественных характеристик: гранулометрический состав пород и связанные с ним литологические коэффициенты (медианный диаметр зерен — M_d , коэффициенты сортировки — S_o и асимметрии — S_k), карбонатность, окатанность зерен и минералогический состав. Изменение всех этих параметров в той или иной степени связано с изменением тектонического режима, что дает возможность правомочно использовать их при расчленении и корреляции даже весьма удаленных друг от друга разрезов (В. Е. Ханн, 1964).

Большинство этих параметров было успешно применено для расчленения и корреляции различных отложений ряда районов страны.

Применение диаграмм гранулометрического состава пород позволило И. И. Потапову (1947) выделить в разрезе продуктивной толщи (средний плиоцен) Апшеронского полуострова определенные ритмы, а Р. А. Гнатьюку и Л. Я. Шварцу (1957, 1960) выделить аналогичные ритмы в разрезе красноцветной толщи (средний плиоцен) Западной Туркмении.

Методика корреляции разрезов по гранулометрическим коэффициентам была успешно применена Л. Д. Мирошниковым (1956) для сопоставления юрских отложений.

При сопоставлении разрезов верхнемеловых отложений Кызыларватского структурного выступа (Туркменская ССР) по естественным обнажениям и скважинам Б. А. Левшиным и М. М. Фартуковым (1963) было успешно применено сравнение кривых карбонатности и кажущегося сопротивления (КС). Аналогичность хода кривых КС и карбонатности по естественным обнажениям и скважинам установлена нами для нижнемеловых отложений Таджикской депрессии.

Эффективность применения минералогического анализа с целью расчленения и корреляции разрезов доказана многими работами (А. П.

Сигов, 1960; О. А. Черников, 1961; В. Н. Шванов, Я. Р. Меламед, 1960) и поэтому на этом вопросе мы не останавливаемся. Однако, в комплексе, насколько нам известно, эти методы для расчленения и корреляции разрезов не применялись.

По совокупности всех перечисленных параметров нам удалось расчленить разрезы нижнемеловых отложений естественных обнажений Шаргунь, Ширкент, Чаррох, Ак-Су, Даштибет и получить кривые их изменения в охарактеризованных кернами интервалах разреза разведочных площадей Душанбинского района — Комсомольская, Андыген, Шаамбары. Ритмостратиграфическое расчленение этих разрезов (включая интервалы, не охарактеризованные керном) произведено путем их сопоставления с близлежащими разрезами естественных обнажений — Шаамбары сопоставляется с Ширкентом, Андыген — с Даштибетом.

Отложения нижнего мела залегают на размытой поверхности юры: в разрезе Ширкент отсутствует 8 ритм (верхняя часть карабийской свиты), в разрезах Даштибета, Андыгена и Шаамбары нижний мел залегает на известняках оксфорда. Граница между юрой и мелом проводится по основанию альмурадской свиты.

В нижнем мелу выделено три ритма первого порядка: III, IV и V. III ритм (валанжин-готерив) включает в себя альмурадскую свиту (9 ритм) и кызылташскую свиту (10 и 11 ритмы).

9 ритм четко выдерживается во всех изученных разрезах естественных обнажений и скважин и отличается повышенной карбонатностью, присутствием в составе обломочной части пород значительного содержания фракции 1—0,5 мм и высокими значениями Md. Характерно большое содержание хорошо окатанных и низкое содержание угловатых зерен, что дало возможность по сопоставлению с другими разрезами (например, Шаргунь, Ак-Су), в которых присутствует заведомо альмурадская свита, выделить ее и в описываемых разрезах. Минералогический состав характеризуется повышенным содержанием неустойчивых минералов.

10 ритм (нижняя часть кызылташской свиты) характеризуется сравнительно низкой карбонатностью и определенными особенностями гранулометрического состава: в разрезах Ширкента и Шаамбары отмечается значительное содержание фракции 1—0,5 мм, а в разрезах Андыгена и Даштибета — 0,25—0,1 мм. По сравнению с 9 ритмом уменьшается содержание магнетита — ильменита и эпидота, появляются роговая обманка и пироксены.

11 ритм (верхняя часть кызылташской свиты) характеризуется присутствием в основании фракции 0,5—1 мм в разрезах Ширкент и Шаамбары и 0,25—0,5 мм — в разрезах Даштибет и Андыген. Минералогический состав отличается высоким содержанием циркона, магнетита — ильменита, роговой обманки и пироксенов.

IV ритм (баррем-апт) включает в себя 12 и 13 (окузбулакская свита), 14 (калигрёкская свита) ритмы 2-го порядка.

12 ритм (нижняя окузбулакская свита) в основании характеризуется повышенной карбонатностью и присутствием фракции 0,25—0,5 мм (в разрезе Ширкент появляется фракция 0,5—1 мм). Отмечается высокое содержание угловатых зерен и плохая отсортированность материала.

В минералогическом составе тяжелой фракции пород Ширкента и Шаамбары резко сокращается содержание циркона, магнетита — ильменита, исчезают роговая обманка и пироксены (Ширкент), увеличивается содержание граната и турмалина. В разрезе Даштибет отме-

чается повышенное содержание всех корреляционных минералов (данные по Андыгену отсутствуют).

13 ритм (верхняя окузбулакская свита) отличается от 12 ритма меньшими значениями карбонатности, присутствием почти по всему разрезу фракции 0,25—0,5 мм — в Ширкенте и Шаамбарах и отсутствием этих фракций в Андыгене и Даштибете. Преимущественно глинистый состав пород Шаамбаров и Андыгена не позволяет дать их минералогическую характеристику из-за незначительного выхода тяжелой фракции.

14 ритм (калигрекская свита) четко выделяется повышенной карбонатностью, а в разрезах скважин — и повышенными значениями кажущегося сопротивления (КС), высоким содержанием в составе обломочной части пород фракции 0,5—0,25 мм, хорошей отсортированностью материала и сравнительно хорошей окатанностью зерен. В минералогическом отношении характерно пониженное содержание граната и высокое содержание неустойчивых минералов.

V ритм (альб) включает в себя ритмы 15 с подразделением его на ритмы третьего порядка — 15а и 15б, 16 и 17. 15 ритм стратиграфически отвечает нижнему альбу, 16 — среднему и 17 — верхнему альбу.

15 ритм характеризуется повышенной карбонатностью и повышенным содержанием фракции 0,5—0,25 мм в основании 15а и 15б ритмов. Для 15б ритма, кроме того, характерно низкое содержание угловатых зерен. По минералогическому составу уверенно сопоставляются Шаамбары с Ширкентом и Андыген с Даштибетом.

16 ритм четко выделяется в разрезах естественных обнажений и скважин повышенными значениями карбонатности и КС. Для разрезов Ширкент и Шаамбары характерна плохая сортировка материала, в разрезах Даштибет и Андыген — она улучшается.

Во всех изученных разрезах наблюдается пониженное содержание граната, повышенное — циркона, магнетита — ильменита и постоянное присутствие роговой обманки.

17 ритм характеризуется низкой карбонатностью, отсутствием (за исключением Шаамбаров) в составе обломочной части пород фракции крупнее 0,25 мм.

Минералогический состав крайне непостоянен. Эта часть разреза выделена в отдельный ритм, исходя, в основном, из того соображения, что в разрезе Гаурдак фаунистически доказан верхнеальбский возраст этой части разреза, условно выделенной в самостоятельный ритм.

Таким образом, путем применения описанного выше комплекса исследований удалось надежно сопоставить разрезы скважин Андыгена и Шаамбары с ближайшими к ним естественными обнажениями Даштибет и Ширкент и выделить в разрезах скважин те же ритмы. Каждый из выделенных ритмов (за исключением 17-го) характеризуется повышенными сопротивлениями в основании, убывающими к концу ритма. Это объясняется повышенной карбонатностью и более грубозернистым составом пород в основании ритмов. Такая закономерность дает возможность ориентировочного выделения ритмов по данным электрокаротажа в случае недостаточного количества kernового материала.

Как уже отмечалось, наилучшая сопоставимость, что вполне естественно, отмечена при сравнении ближайших разрезов — естественного обнажения Ширкент и разведочной площади Шаамбары и, соответственно, обнажения Даштибет и площади Андыген.

Границы ритмов, выделенных при сопоставлении электрокаротажных диаграмм скважин площадей Андыгена и Шаамбаров, совпали с границами ритмов, выделенных при сопоставлении их соответственно с

Даштибетом и Ширкентом, что подтверждает правильность выполненного расчленения и корреляции разрезов.

Таким образом, для расчленения разрезов по скважинам необходимо получить кривые перечисленного комплекса параметров по естественным обнажениям, сопоставить их с соответствующими кривыми, полученными в результате обработки кернового материала по скважинам и, в конечном итоге, увязать полученные данные с электрокаротажем этих скважин с тем, чтобы распространить выделенные ритмы путем сопоставления электрокаротажных диаграмм на разрезы скважин других разведочных площадей, не подвергшихся детальному изучению из-за отсутствия кернового материала.

*Л. М. Сафьян, В. М. Мирошниченко,
И. А. Наумочкин*

К ФОРМИРОВАНИЮ СКЛАДЧАТОСТИ ПРОМЕЖУТОЧНОГО ТИПА НА ПРИМЕРЕ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

В настоящее время о Таджикской депрессии опубликован и имеется в фондах территориальных геологических управлений материал, с необходимой полнотой характеризующий фациальные и палеоструктурные особенности развития депрессии и ее отдельных частей. Основой для обобщений послужили многочисленные, детально обработанные стратиграфические разрезы различных частей Юго-Западного Таджикистана.

По материалам производственных и научно-исследовательских организаций, составлен ряд охватывающих всю территорию Таджикской депрессии, тектонических схем и карт, в которых дается тектоническое районирование, морфологическая и отчасти генетическая классификация структур разного порядка. Однако в большинстве работ выяснение соотношений и закономерностей сочетания различных типов структур в процессе складкообразования или совсем не затрагивалось, или освещалось в общем региональном плане. Детальным изучением локальных складок отдельных районов депрессии занимались И. Е. Губин (5, 6), С. А. Захаров (7, 8, 9), В. И. Солун (10, 11) и др., в опубликованных материалах которых значительное место уделяется кинематическим признакам и динамическим условиям образования локальных складок и осложняющих структурных элементов, а также их взаимоотношениям в процессе складкообразования.

Необходимость детального изучения локальных структур Таджикской депрессии для выяснения закономерностей процесса складкообразования в настоящее время ни у кого не вызывает сомнений. Определение характера макроструктур различного масштаба, сочетание их в плане и в вертикальном разрезе локальных складок позволяет приблизиться к решению проблемы механизма образования складчатости региона, выявить общие закономерности кинематических признаков и подойти к выяснению динамических условий образования конкретных структурных форм на фоне общего дисгармоничного строения Таджикской депрессии.

Авторами данной работы проводились детальные тематические структурные исследования локальных складок южной части Таджикской депрессии.

Во время полевых и камеральных работ появилась необходимость определения основных направлений исследования структур для выработки их методики. Эти направления свелись к следующему:

а) в разрезе складки необходимо выделять интервалы стратиграфических подразделений, деформированные по-разному и отделяющиеся резкой дисгармонией. В каждом отдельном случае такой интервал отложений определяет форму складки или ее элементов в вертикальной последовательности. Следовательно нужно выделять группы «диктующих» для данного комплекса слоев — жесткие и пластичные;

б) при анализе закономерностей перераспределения пластичного материала в разрезе локальной складки необходимо определить зоны преимущественного нагнетания и выжимания, а также установить их приуроченность к определенным частям складки (свод, прикрывляющая часть свода, крыло) или осложняющих ее структурных элементов;

в) анализируя характер разрывной тектоники и трещиноватости, необходимо также, как и в предыдущем случае, четко определить приуроченность разрывов и трещин к элементам складки и выяснить, с каким интервалом «диктующих» слоев они связаны; проследить за изменением амплитуды смещений при переходе сместителя через пластичные отложения.

Эти основные методические положения, широко известные каждому геологу, мы считаем нужным еще раз подчеркнуть, так как они приобретают первостепенную важность для решения вопроса механизма складкообразования. В качестве примера ниже приводим результаты работ авторов по локальным складкам Туюн-Тау, Арык-Тау, Устым-Тау, Терекли-Тау, Ходжа-Казиян, Южный Кара-Тау, Чал-Тау, Табакчи, Санглак (см. рис. 1), расположенным в южной части Кафирниганской и Оби-Гармской антиклинальных зон.

Изученные локальные складки на поверхности слагаются отложениями мезо-кайнозоя (см. рис. 2). Палеозойские образования фундамента и нижний мезозой чехла обнажены по южным склонам Гиссарского хребта и в ядрах крупных антиклинальных складок его юго-западных отрогов. Верхний триас, ляс и доггер представлены преимуще-

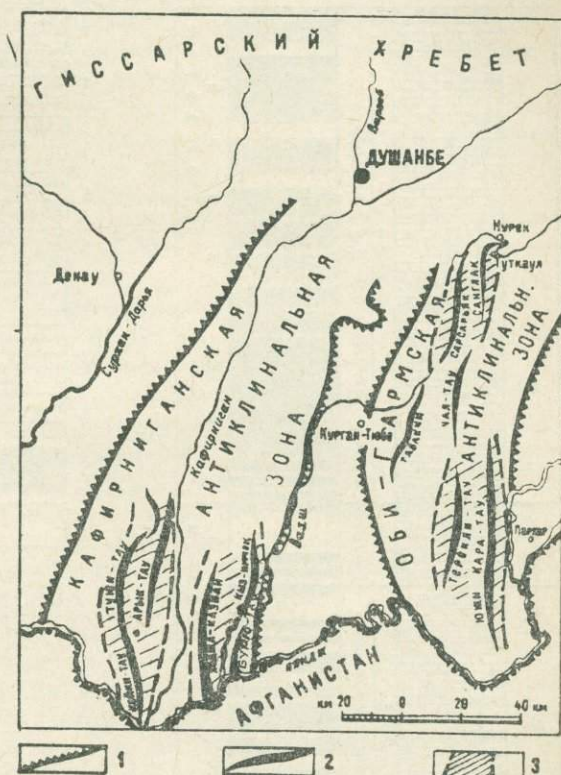


Рис. 1. Обзорная тектоническая схема района. 1 — границы структур 1 порядка; 2 — исследованные антиклинальные структуры 3 порядка; 3 — предполагаемые антиклинальные структуры 2 порядка.

шественно континентальными отложениями (песчаники, алевролиты, глины и угли) с прослоями морских осадков в верхней половине разреза. Мощность отложений лейас-доггера — 450—900 м.

Отложения мальма в основании сложены мощными (350—850 м) известняками, а в верхней части — соленосными образованиями, мощностью до 900 м.

Нижний мел представлен красноцветными песчаниками, алевролитами и глинами с сравнительно редкими прослоями морских и лагунных отложений в неокоме, а в альбе характеризуется преобладанием морских фаций. Мощность его достигает 1200—1300 м.

Нижнемеловые отложения вверх по разрезу сменяются морскими отложениями верхнего мела (известняки, глины, алевролиты) с подчиненным количеством лагунных и почти полным отсутствием континентальных осадков. Мощность верхнего мела — 900—1100 м.

Палеоген представлен морскими и лагунными породами. Лишь в среднем и верхнем олигодоне морские и лагунные отложения сменяются континентальными фациями. Мощность палеогена 600—700 м. Неогеновый разрез сложен красноцветными и сероцветными молассаами, общая мощность которых может превышать 4—4,5 км.

Рассмотрим строение некоторых, наиболее детально изученных складок южной части Таджикской депрессии.

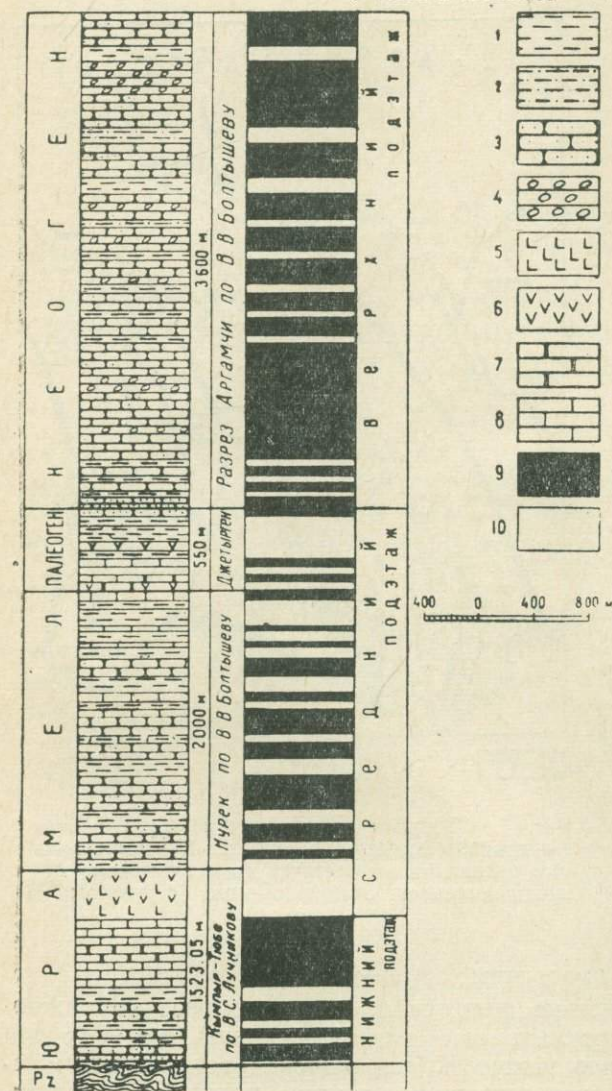


Рис. 2. Схема выделения этажей деформации в чехле Таджикской депрессии. 1 — глина; 2 — алевролит; 3 — песчаник; 4 — конгломерат; 5 — соль; 6 — гипс; 7 — доломит; 8 — известняк; 9 — жесткие породы; 10 — пластичные породы.

Антиклиналь Арык-Тау выражена в рельефе одноименным хребтом и расположена в южной части Кафирниганской антиклинальной зоны.

При ширине 4—5 км она вытянута в меридианальном направлении на 40 км. Максимальное поднятие полого унгулирующего шарнира находится в районе перевала Дарбазакум, к югу и к северу от которого наблюдается общее погружение шарнира под углом 5—10°. В основном складка на поверхности сложена известняками бухарских слоев палеогена, которые бронируют склоны и большую часть водораздела хребта. На широте перевала Дарбазакум, на западном крыле, обнажены песчано-глинистые отложения сенона, смятые в сложно построенные дисгармоничные скалдки. Отложения сенона на своде (район к востоку от перевала) лежат спокойно, без следов дисгармонии.

Арык-Тау — складка коробчатого до веерообразного типа, с широким и пологим сводом и крутыми крыльями. Углы падения пород на западном крыле 15—20°, в северной его части — 45° до запрокидывания, на восточном крыле — 25—30°, на севере — до 90°.

Осевая поверхность занимает почти вертикальное положение или полого наклонена на запад. Прикрыльевые части свода осложнены серией дисгармонично построенных складок, простирающихся параллельно основной структуре под некоторым углом (до 15°) к осевой линии. Они имеют резко асимметричную форму и опрокинуты на западном крыле Арык-Тау к западу, на восточном крыле — к востоку.

Свод антиклинали разбит многочисленными нарушениями типа сбросов и очень редко взбросов, образующих грабен. Простираение сместителей меридианальное, углы падения 75—85°, амплитуды смещения колеблются от 20 до 40 м. Падение сместителей — к осевой поверхности. На западном крыле, на широте перевала Дарбазакум, отмечен надвиг с полого падающим под структуру сместителем. По пластичным отложениям средней пачки бухарских слоев верхнебухарские известняки надвинуты к западу в сторону Бишкентской долины.

Антиклиналь Туюн-Тау расположена в юго-западной части Кафирниганской антиклинальной зоны и представлена в рельефе одноименным хребтом. Осевая линия имеет меридианальное простираение, образуя в плане пологую дугу, выпуклую к западу. Шарнир, полого ундулируя, намечает три небольших по амплитуде поднятия, южное из которых носит название Койки-Тау. Погружение шарнира на севере — плоское, на юге — крутое. В своде вскрыты отложения бухарских слоев палеогена, которые бронируют водораздельную часть и склоны хребта Туюн-Тау. В Койки-Тау эрозией вскрыты осадки верхнего мела.

В плане антиклиналь Туюн-Тау представляет собой брахиформную складку длиной около 65 км при ширине до 8 км. Форма поперечного сечения — сундучная. Осевая поверхность занимает почти вертикальное положение или полого наклонена на восток. Углы падения пород на восточном крыле — 40—55°, на западном — 20—30°.

В восточной части свода и на восточном крыле развиты несколько мелких флексуорообразных осложняющих складок, ширина которых не превышает 250—300 м. Складки асимметричные, осевые линии их располагаются под небольшим углом к осевой линии Туюн-Тау.

Свод и восточное крыло Туюн-Тау разбиты системой многочисленных продольных сбросов, значительно реже — поперечных разломов типа сбросов, иногда — взбросов. Углы падения плоскостей сместителей — 70—80°; в западной части свода азимуты их падения преимущественно восточные, в восточной — западные.

Амплитуда смещений обычно 60—70 м. Большая часть нарушений уменьшает амплитуду смещений и затухает вниз по разлому в гипсовой толще акджарских слоев, остальные, по-видимому, — в глинистых отложениях верхнего мела.

Антиклиналь Ходжа-Казиян расположена в южной части Кафирниганской антиклинальной зоны, протягиваясь в меридианальном направлении к северу от реки Аму-Дарья на 50 км. Ширина структуры от 4—5 до 6—7 км. Свод сложен отложениями верхнего мела и палеогена, на крыльях обнажаются вышележащие слои до бальджуанской свиты неогена включительно. Осевая линия в плане имеет S-образную конфигурацию при общем меридианальном простирании. Осевая поверхность занимает положение, близкое к вертикальному или полого наклонена к востоку. Шарнир слабо ундулирует, наибольшее его поднятие наблюдается в районе г. Кой-Пиаз-Тау.

Форма поперечного сечения складки — сундучная. Углы падения западного крыла 30—50°, восточного — 60°. Свод широкий, с незначительной гофрировкой у крыльев, осложнен ступенчатым грабеном, образованным системой продольных сбросов. Амплитуда смещений по сбросам — до 350 м. Многие нарушения затухают в глинистых отложениях верхнего мела, переходят во флексуры. Углы падения плоскостей сместителей на крыльях 70—80°; падения сместителей в сторону свода. По восточному и западному крыльям проходят взбросы, придавая структуре на глубине веерообразный вид. Плоскости взбросов падают в сторону ядра складки.

Антиклиналь Терекли-Тау расположена в южной части Оби-Гармской антиклинальной зоны. В плане — это брахиантиклиналь длиной около 35 км при ширине от 4 до 10 км.

На поверхности складки обнажаются отложения верхнего мела, палеогена и неогена. На большей своей части крылья и свод бронируются известняками бухарских слоев. Простирание осевой линии — меридианальное, в плане имеет S-образную растянутую форму. Шарнир складки заметно ундулирует, его максимальное поднятие наблюдается в южной части структуры в районе колодца Терекли, к северу от которого он погружается под углом 5—8°, а к югу — 20—35°. В районе перевала Ташрабат, в северной части складки, шарнир резко погружается; северное его воздымание дает антиклиналь Чал-Тау.

Осевая поверхность складки занимает почти вертикальное положение или слабо наклонена к востоку. Форма поперечного сечения — сундучная, углы падения бухарских слоев в присводовой части — 5—10°, на западном крыле — 25—30°, на восточном — 35—40°. Свод и восточное крыло осложнены дизъюнктивными нарушениями типа продольных сбросов, приуроченных, в основном, к присводовой части складки. По системе сбросов свод опущен в виде продольного по отношению к структуре многоступенчатого грабена. Амплитуда смещения по нарушениям от первых метров до 350 м. Нарушения небольших амплитуд затухают вниз по падению в отложениях гипсово-доломитовой толщи акджарских слоев (Pg₁); более крупные — уменьшают свои амплитуды и, вероятно, затухают в пластичных отложениях верхнего мела.

Чалтауская антиклиналь является непосредственным продолжением на север антиклинали Терекли-Тау. В плане имеет брахиформное очертание. Протяженность складки в меридианальном направлении около 50 км при ширине до 5—7 км. В строении ее принимают участие отложения от соляно-гипсовой толщи кимеридж-титона до нижнего неогена. Крылья сложены отложениями нижнего, верхнего мела и палеогена. Пологий свод сложен породами нижнего палеогена. В своде наблюдается соляно-гипсовый (J₃) диапир эллипсоидальной формы с размерами 0,5 × 3,0 км.

Простирание осевой линии складки меридианальное. Шарнир четко ундулирует, погружаясь полого к югу и более круто к северу. Осевая

поверхность занимает почти вертикальное положение. В поперечном сечении складка имеет сундучную форму. Свод широкий и пологий, с резким, сопровождающимся разрывами, перегибом к крыльям. Углы падения пород на западном крыле — 80° , выполаживается на севере и юге до 35° , на восточном крыле — до 55° . Свод и крылья осложнены интенсивной дисгармоничной складчатостью. В своде она обусловлена наличием серии нарушений, в основном сбросового типа, на крыльях — перераспределением материала пластичных пород.

Амплитуды сбросов самые различные — от первых метров до 1100—1200 м. Обычно 50—70 м. Преобладающее падение плоскостей сместителей — $60-80^\circ$ к ядру складки.

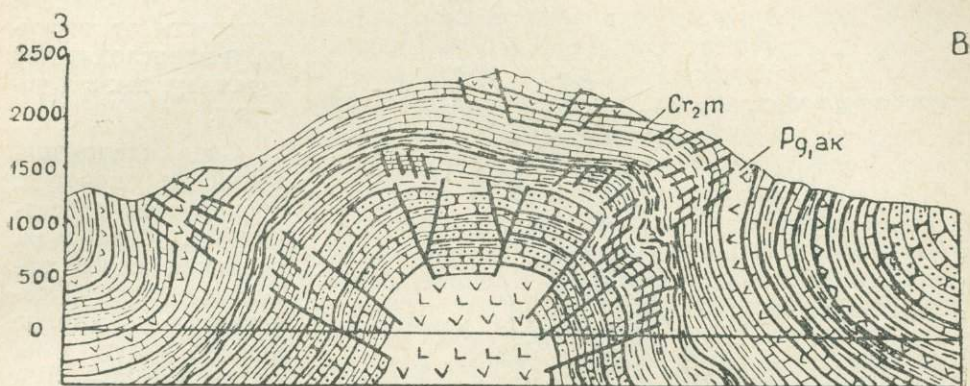


Рис. 3. Сводный геологический профиль антиклинали Санглак.

Антиклиналь Санглак (см. рис. 3) расположена в средней части Оби-Гармской антиклинальной зоны. В плане представлена брахиантиклинальной складкой шириной до 4 км и длиной около 30 км, изогнутой на широте кишлака Туткаул под прямым углом.

В своде структуры вскрыты отложения от соляно-гипсовой толщи кимеридж-титона (на севере) до отложений миоцена (на юге). Осевая линия меняет простирание от меридианального на юге до широтного — в северной части. Переход простираний резкий, коленообразный. В северной части складка представлена только южным крылом, ограничиваясь на севере разломом. Шарнир структуры от широты пос. Туткаул погружается к югу под углом до 10° .

Осевая поверхность занимает почти вертикальное положение. Форма поперечного сечения веерообразная, свод широкий и пологий, осложнен в отложениях верхнего мела синклинальным прогибом, продольным к простиранию складки. Углы падения пород в присводовых частях $10-15^\circ$, вниз по падению пород на крыльях резко увеличиваются до запрокидывания и подвертывания. Свод осложнен рядом нарушений сбросового типа, наиболее крупное из которых проходит в северной части складки со сместителем, крутопадающим к востоку. В своде отмечается резкое уменьшение мощности верхнемелевого разреза. Характерны структуры будинажа. В присводовых частях крыльев развита интенсивная дисгармоничная складчатость в пластичных отложениях с резким увеличением мощности. В основании запрокинутых участков восточного и западного крыльев наблюдается ряд нарушений, морфологически выраженных надвигами и взбросами с падением плоскостей смещения к ядру складки под углом от 30 до 60° . Санглак следует считать типичной, для описанных складок, структурой.

Обобщая материал по изученным антиклиналям, следует отметить, что все они представляют собой коробчатые, местами до веерообразных, складки с полого ундулирующими шарнирами и меридианальным простиранием осевых линий. В плане — это брахиантиклинали длиной от 25 до 60—70 км, при ширине от 5 до 13 км. Их осевые поверхности занимают вертикальное или близкое к вертикальному положение, причем отклонение плоскости от вертикали происходит как к западу, так и к востоку.



Рис. 4. Структурная карта антиклинали Арык-Тау по подошве бухарских слоев палеогена. 1 — линия разлома с направлением падения сместителя; 2 — изогипсы; а — четные; б — нечетные.

Свод складок широкой и пологий, бронируется известняками бухарских, алайских слоев палеогена или маастрихта; крутые крылья имеют углы падения от 20—25° в трисводовых частях до запрокидывания ниже по крылу. Углы падения пород на пологих крыльях 15—40°. Крутые, реже пологие крылья осложнены флексурами и мелкими складками небольших амплитуд.

Анализ геологических профилей и структурных карт изученных антиклиналей по подошве бухарских слоев палеогена (см. рис. 4) показывает, что они, в свою очередь, осложнены рядом параллельных, кулисообразно сочетающихся в плане брахиантиклинальных складок более низкого порядка. Осевые линии последних расположены под углом 15—20° по отношению к осевой линии основной складки.

Сводовые участки антиклиналей разбиты продольным нарушением типа сбросов (морфологический тип), редко — взбросов. По системе

сбросов в присводовых частях фиксируются структуры, морфологически выраженные в виде грабен. Углы падения плоскостей сместителей в присводовых частях, как правило, более крутые, чем в крыльевых участках, и расположены в разрезе приблизительно по радиусам, центры которых ложится на шарнир складки по верхнеюрским отложениям. Частные изменения в ориентировке углов падения разрывов определяются местным внутрискладочным перераспределением пластичного материала. Падения плоскостей сместителей всюду в сторону осевой линии складки или в сторону осевых линий осложняющих ее пликативных структур. На периклиналях разломы в плане приобретают расходящийся веерообразный характер.

Немногочисленную группу представляют собой нарушения, поперечные по отношению к складкам. Это почти всегда сбросы с падением плоскостей сместителя чаще всего в сторону периклиналей от участка максимального воздымания шарнира.

В тектоническом отношении район исследований относится к южным частям Кафирниганской и Оби-Гармской антиклинальных зон (структуры I порядка), выделяемых в Таджикской депрессии. Тектонический смысл зон определяется блоковым характером строения фундамента депрессии. Группы относительно поднятых блоков образуют антиклинальные зоны, а группы относительно опущенных блоков обуславливают наличие синклиналиных зон в чехле активизированной эпигерцинской платформы на площади Таджикской депрессии.

Внутреннее тектоническое строение антиклинальных и синклиналиных зон предопределено дифференцированными движениями блоков фундамента, выявляемых анализом изменения мощности отложений неогена и в какой то мере расположением и характером гравитационных аномалий с радиусом осреднения 20—30 км. Блоки имеют размеры 10—20 км в ширину и от 25 до 60 км в длину. Их субмеридианальному простираению соответствует простираение структур чехла. В дальнейшем глубинные складки чехла, растущие в неогене, а возможно и в палеогене конседиментно в результате дифференцированных движений блоков фундамента, мы будем называть структурами II порядка (см. рис. 5). Структуры II порядка осложнены, как правило, рядом локальных складок III порядка, проявленных на поверхности в отложениях мела, палеогена и неогена.

В плане они располагаются кулисообразно и параллельно, причем в поперечном профиле через структуры II порядка отмечается от одной до трех локальных складок III порядка.

Различие морфологии складок в разрезе чехла активизированной эпигерцинской платформы определило дисгармоничность строения мезокайнозойских отложений Таджикской депрессии и обусловило несоответствие структурных планов определенных стратиграфических комплексов, собранных в довольно сложные сочетания современных структур.

В разрезе на исследуемой площади выделяются три крупных различного сочетающихся комплекса, которые мы называем этажами деформации (название предложено В. Н. Шолпо), характеризующиеся физическими свойствами «диктующих» слоев:

1. Нижний этаж деформации охватывает интервал отложений, включающий породы верхнего триаса и юры. Верхней границей этажа является кровля массивных известняков келловей-оксфорда, определяющих морфологию структур, выраженных в отложениях юры.

Это позволяет считать «диктующими» слоями в этаже жесткие породы. Значительная пластичность отложений лейаса и доггера в данном случае контролируется массивной жесткой покрывкой.

2. Средний этаж деформации включает в себя отложения соляно-гипсовой свиты верхней юры (кимеридж-титона), нижнего и верхнего мела и палеогена. Нижней границей этажа служит кровля известняковой толщи келловей-оксфорда, верхней — основание неогеновых моласс. Верхняя граница нечеткая, иногда спускается до середины олигоцена в зависимости от фациального состава пород последнего. Отложения нижнего мела, относительно более жесткие по сравнению с породами верхнего мела и палеогена, могут быть выделены в самостоятельный подэтаж деформации.

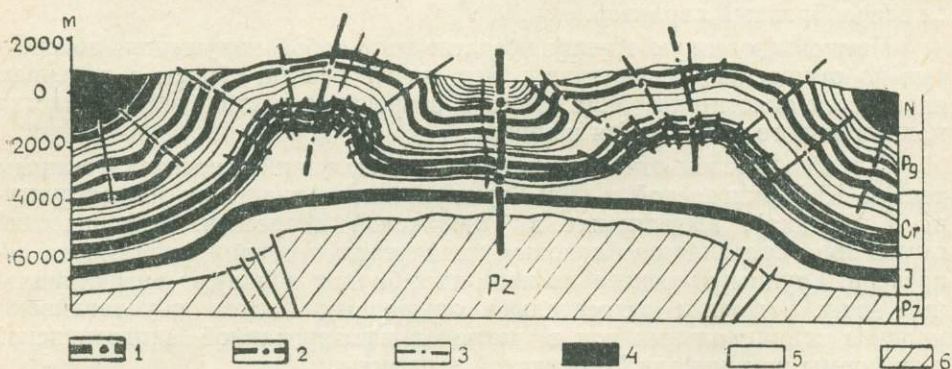


Рис. 5. Принципиальная схема взаимосвязи структур II, III, IV порядков чехла активизированной эпигерундской платформы южной части Таджикской депрессии. 1 — осевая линия антиклинали II порядка; 2 — осевые линии структур III порядка; а — антиклинали; б — синклинали; 3 — осевые линии структур IV порядка; а — антиклинали; б — синклинали; 4 — жесткие породы; 5 — пластичные породы; 6 — породы фундамента.

3. Верхний этаж деформации охватывает отложения неогена. Нижняя его граница совпадает с подошвой миоцена. Значительные изменения фациального состава пород неогена в принципе не меняют общего характера морфологии структур в этаже. «Диктующими» являются массивные жесткие отложения, представленные конгломератами и песчаниками.

Приведенная схема выделения этажей, в основе которой лежит различие физических свойств пород, преобладающих в определенных стратиграфических горизонтах, характеризует в общих чертах крупные интервалы структурной дисгармонии в складках Таджикской депрессии. При более детальном изучении отложений, объединенных в этажи, могут быть выделены подэтажи и горизонты деформаций с диктующими жесткими породами в среднем (мел-палеогеновом) этаже и с «диктующими» пластичными отложениями в верхнем и нижнем этажах. Наличие в разрезе таких аномалий закономерно усложняет морфологию макроструктур, но не вносит существенных изменений в общую схему строения этажа, обусловленную характером преобладающих физических свойств пород.

Жесткие «диктующие» отложения нижнего и верхнего этажей деформации образуют широкие коробчатой формы складки II порядка и ниже, с подчиненным значением осложняющих структуру отдельных дисгармонично смятых участков.

«Диктующие» пластичные отложения среднего (мел-палеогенового) этажа смяты в дисгармонично построенные напряженные, с многочисленными осложнениями, складки, приближающиеся к веерообразному типу.

Соотношение структурных планов в этажах деформации в различных частях Таджикской депрессии различное, что объясняется следующими причинами:

а) значительным изменением фациального состава мезокайнозойских отложений и, особенно, изменениями мощности соляно-гипсовой толщи;

б) уменьшением к северу ширины и изменением формы блоков, с дифференцированным движением которых связано образование структур II порядка.

КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ СКЛАДОК III ПОРЯДКА.

Как уже отмечалось выше, в строении отложений мезокайнозойских толщ, смятых в складки, широко представлено явление структурной дисгармонии, особенно четко проявленное в отложениях среднего этажа деформации.

Рассмотрим особенности кинематических признаков на примере складки III порядка — антиклинали Санглак (см. рис. 3).

Явления дисгармонии отчетливо приурочиваются к участкам значительного изменения мощности пластичных отложений. На приведенном поперечном профиле выделяются три качественно различных участка: свод складки, переход от пологого свода к крылу (присводовый участок крыла) и крыльевой участок. Все эти элементы складки характеризуются изменением мощности пластичных отложений. Свод имеет минимальную мощность, присводовый участок крыла — максимальную. Крыльевые участки имеют мощность большую, чем на своде структуры, но меньшую, чем в присводовых участках крыльев.

Вышеперечисленные элементы складки имеют и различные признаки областей напряженного состояния. Свод складки является участком с признаками, указывающими на присутствие здесь зоны выжимания. В нем широко развиты нормальные сбросы в жестких породах, мощность которых определяется величиной порядка 130—150 м. Количество сбросов увеличивается с одновременным уменьшением их амплитуды в жестких слоях с мощностью, измеряемой первыми десятками метров. Жесткие слои с мощностью до 10 м, как правило, разбиты густой сетью различно ориентированных трещин и растянуты с образованием типичной структуры будинажа (см. рис. 6).

Присводовые участки крыльев являются зоной нагнетания пластичных отложений, выжимаемых из свода и крыльев. Здесь пластичные породы смяты в интенсивные и сложно построенные складки, осевые поверхности которых опрокинуты в сторону центральной части присводовых участков (см. рис. 7).

Присводовый участок крыла представляет собой асимметричную антиклинальную складку (килевая складка по А. Гейму), осложняющую структуру III порядка, с увеличением мощностей пластичных отложений в своде. Крылья структуры разбиты серией разрывов различных амплитуд. Морфологически разрывы пологого крыла килевой складки представлены сбросами, опрокинутого крыла — взбросами и надвигами. В генетическом отношении указанные нарушения являются, с нашей точки зрения, взбросами (см. рис. 7). Только наиболее крупные разрывы, с амплитудой до 400 и более метров, проходят через пластичные отложения верхнего мела до относительно жестких нижнемеловых отложений. Эти нарушения, как правило, приурочены к крутым крыльям килевых складок. Исключением являются крупные сбросы с амплитудой до

1200 м на структуре Чал-Тау, которые расположены в его сводовой части.

Крыльевые участки структуры III порядка являются наиболее стабильной в смысле изменения мощностей, зон, где перераспределение

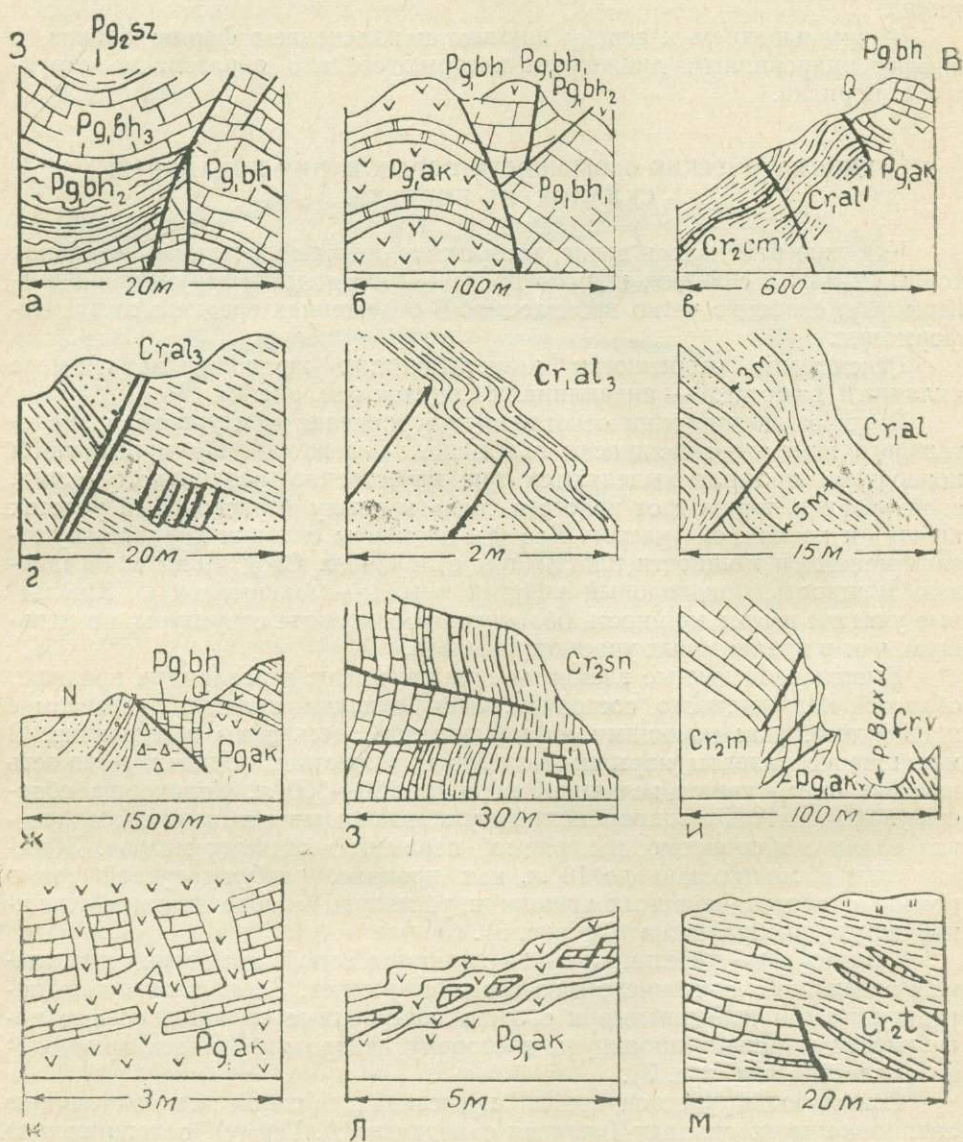


Рис. 6. Характер разрывных дислокаций: а, б, в — в своде структур; г, д, е — в присводовых частях крыла; ж, з, и — в нижних частях крыла; к, л, м — будинаж в своде структур.

пластичного материала происходило в минимальном объеме. Это участок «подпруживания» или упора, определяющий локализацию зоны нагнетания в присводовой части крыла.

Анализ совокупности данных по характеру и направлению смещений блоков по разломам в жестких породах и перераспределения пластично-

го материала в различных частях складок III порядка позволяет сделать вывод о том, что исследованные структуры созданы вертикально направленным движением поднимающихся вверх ядер, представленных отложениями соляно-гипсовой свиты верхней юры. Помимо уменьшения

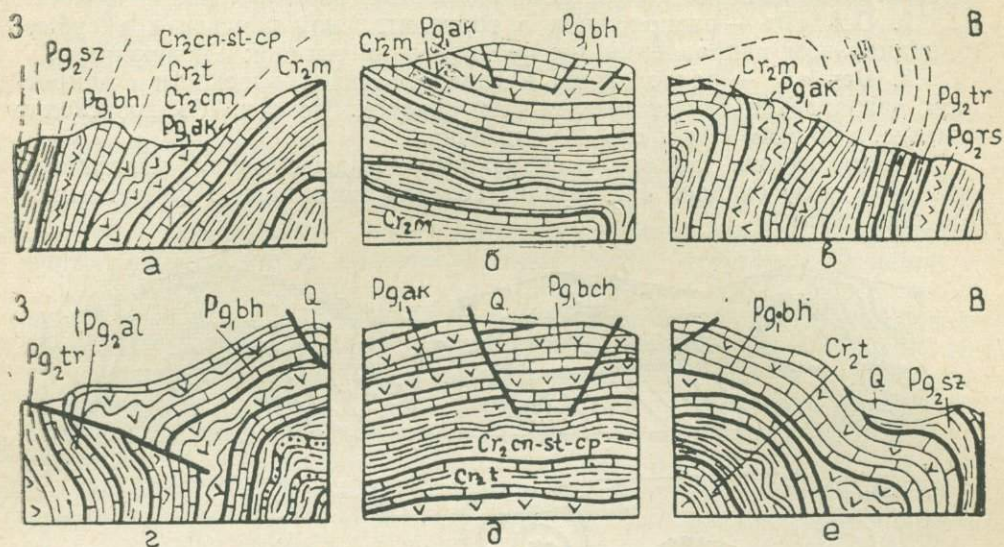


Рис. 7. Характер дисгармонии и нарушений в различных частях структур: а, г, в, е — прикрьльевых; б, д — в своде.

мощности пластичных отложений в сводах складок III порядка, нередко явления «протыкания» сводов породами соляно-гипсовой свиты. Все это говорит о том, что при формировании структур III порядка большое (если не определяющее) значение имел диапировый способ образования.

ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР III ПОРЯДКА

Для анализа динамических условий образования локальных структур III порядка необходимо определить генеральную ориентировку главных осей деформации, а также частные случаи ориентировки осей деформации, связанные с макроструктурными осложнениями локальной складки III порядка.

Особенности кинематической обстановки образования исследованных локальных структур позволяют охарактеризовать динамические условия их возникновения, исключив, как производные, ориентировки частных осей деформации.

Следует лишь еще раз подчеркнуть, что генеральная ориентировка главных осей эллипсоида деформации определяется нами для среднего и верхнего этажей деформации.

Анализ ориентировки систем трещин в своде и на крыльях изученных складок, крупных и мелких нарушений, направления перемещения блоков по разрывам и кинематические особенности обстановки образования структур среднего и верхнего этажей позволяет утверждать, что главные оси эллипсоида деформаций располагаются следующим образом:

1. Ось «С» — расположена вертикально, или близка к вертикальному положению. Наблюдается уменьшение мощности пластичных отло-

жений в сводах складок III порядка. Поведение разрывов в жестких слоях говорит об общей обстановке растяжения в своде, что приводит к образованию нормальных сбросов, ограничивающих грабены. В системе нормальных сбросов главная ось эллипсоида деформации «С» является биссектрисой квадранта сжатия и приобретает вертикальное положение.

2. **Ось «В»** — расположена в горизонтальной плоскости в субмеридианальном направлении по простиранию складок III порядка.

3. **Ось «А»** — расположена в горизонтальной плоскости в широтном направлении вкост простирания складок. По оси «С» происходит сжатие, а по осям «А» и «В» — удлинение.

Расположение главных осей эллипсоида деформации показывает, что локальные складки III порядка созданы вертикально направленными движениями.

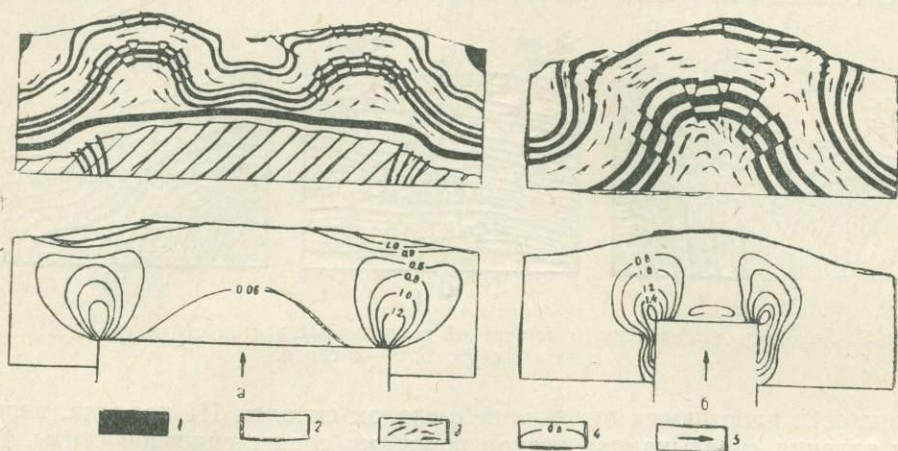


Рис. 8. Схема сопоставления геологических разрезов с результатами экспериментальных работ М. В. Гзовского (1954—1960): а — упругая модель; б — пластичная модель; 1 — жесткие породы; 2 — пластичные породы; 3 — направления нагнетания пластичных пород; 4 — относительные величины максимальных касательных напряжений; 5 — направление активных усилий.

Исходя из факта нагнетания соляно-гипсовой толщи кимеридж-титона в ядра структур III порядка, можно высказать предположение о некоторых закономерностях образования структур нижнего (юрского) этажа деформации в его взаимосвязи со средним — мел-палеогеновым этажом.

На рис. 6 приведен пример схемы возможного варианта образования структур чехла для южных частей Таджикской депрессии. Локальные складки III порядка, сложенные отложениями среднего этажа, размещены на общем поднятии, являющемся глубинной складкой штампа, ограниченной в кровле карбонатной толщей келловей-оксфорда. Возникновение такой глубинной структуры вызвано вертикальными движениями блоков фундамента депрессии.

Образование локальных складок III порядка является результатом перераспределения материала соляно-гипсовой толщи верхней юры над поднимающимся сводом структуры II порядка в его присводовые участки крыльев. Кинематические и динамические условия образования структур в среднем и нижнем этажах деформации в этом случае сходны и отличаются лишь масштабами.

Механизм образования структур чехла находит свое подтверждение в экспериментальных работах М. В. Гзовского. Схемы распределения

напряжений при росте антиклинальных складок поперечного изгиба, приведенные на рис. 8, дают представление о расположении и относительной интенсивности зон нагнетания, которыми должны являться участки максимальных касательных напряжений на схемах.

Рис. 8 (б) характеризует распределение зон нагнетания в случае, если ширина поднимающегося блока меньше или равна мощности вышележащих отложений. Типичным примером возникновения структуры по данной схеме в результате внедрения солей является образование локальных складок III порядка. Одной из таких складок является антиклиналь Санглак, приведенная на том же чертеже.

На рис. 8 (а) показано распределение максимумов касательных напряжений в случае, если мощность отложений чехла меньше ширины поднимающегося блока. Зоны максимумов касательных напряжений контролируют участки нагнетания выше кровли структуры II порядка.

Образование современных участков нагнетания соляно-гипсовой толщи происходило в три этапа. Первый этап соответствует периоду образования на территории Таджикской депрессии пологих платформенного типа структур, обусловленных некоторым поднятием блоков фундамента. Поднятия сопровождалась размывом сводовых участков. Нарушение изостатического равновесия в чехле депрессии, связанное с уменьшением мощности надсолевых отложений в сводах структур, определило перераспределение материала соляно-гипсовой толщи верхней юры из прилежащих мульдовых участков к своду структур II порядка. Такое перераспределение продолжалось, вероятно, с конца палеогена до конца неогена (первый этап активизации движений эпигерцинской платформы).

В верхненеогеновое нижнечетвертичное время происходит интенсификация дифференцированных движений блоков фундамента. Характер и расположение участков нормальных и касательных напряжений над поднимающимся блоком, приведенный на рис. 8, определил направление перераспределения мощности соляно-гипсовой толщи в присводовые участки крыльев. Были в общих чертах сформированы осложнившие структуру II порядка локальные поднятия III порядка. Таджикская депрессия приобретает черты современного плана, позволяющие относить ее к участку активизированной эпигерцинской платформы. Следовательно, формирование современного тектонического плана структур было в основном закончено к концу неогена — началу четвертичного периода.

Третий этап развития структур нагнетания характеризуется влиянием разности изостатических нагрузок и дальнейшим выжиманием соляно-гипсовых толщ из мульд складок II порядка. Перемещение материала соленосных толщ происходит не к сводам структур II порядка, как это было во время первого этапа, а в ядра складок III порядка, своды которых были приподняты и эродированы с начала четвертичного времени.

Исходя из вышеизложенного, делаем следующие выводы:

1. Механизм образования структур чехла эпигерцинской активизированной платформы в южной части Таджикской депрессии связан с вертикальными движениями блоков фундамента и обусловленным ими перераспределением мощности пластичных отложений.

2. Структуры чехла всех порядков пространственно и генетически закономерно взаимосвязаны.

3. Морфология, а также взаимоотношение складок в плане и разрезе, диктуются формой и характером движений блоков.

В. С. Коробка, Ю. А. Воскресенская

СОВРЕМЕННЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ПЛАН КУЛЯБСКОЙ МЕГАСИНКЛИНАЛИ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

Кулябская мегасинклиналь занимает восточную часть Таджикской депрессии. Она ограничена западным склоном Яфучской структуры, на севере ее граница условно проводится по южным склонам хребта Петра I, на востоке — по западной составляющей Северо-Памирского краевого разлома, а на юге — по реке Пяндж (см. рис. 1, 2). Выделение этого региона в единую тектоническую зону основано на общности истории геологического развития и на особенностях развитых здесь структурных форм (Ильин, 1947; Солун, 1958; Захаров, 1958, 1962; Бабков, 1962).

Тектоническое строение района описывалось рядом исследователей (Ильин, 1947; Солун, 1958; Бабков, 1965; Захаров, 1964, 1958; Вонгаз, 1964; Власов, 1963, 1962; Чедия, 1958а, 1957б; Губин, 1960 и другие). Большинство исследователей выделяет эту часть Таджикской депрессии как единую структурную единицу (Кулябская синклинали зона, Яхсуйская депрессия, Яхсуйский синклинорий). В ее пределах отмечается наличие длинных узких линейных складок субмеридионального простирания в центральной и южной частях; в северо-восточной части складки постепенно сближаются, образуя пучок, и одновременно их простирание постепенно изменяется на субширотное.

В зависимости от имевшегося в распоряжении исследователей фактического материала, ими выделялось различное количество линейных структур и по разному толковалось взаимоотношение складок между собой.

Обобщение фактического материала предыдущих исследователей, а также последних данных крупномасштабных геологических съемок, структурного бурения и тематических исследований позволило несколько уточнить и дополнить ранее существовавшие представления о строении Кулябской мегасинклинали. Впервые для этого района была составлена региональная схематическая структурная карта по кровле бурхарских слоев палеогена (см. рис. 1), а затем на основе последней составлена тектоническая схема, несколько отличающаяся от подобных схем предыдущих исследователей (см. рис. 2).

Краткому описанию вышеуказанных геологических документов и посвящена настоящая статья.

Благодаря составлению региональной структурной карты по одному опорному горизонту стало возможным получить количественную и каче-

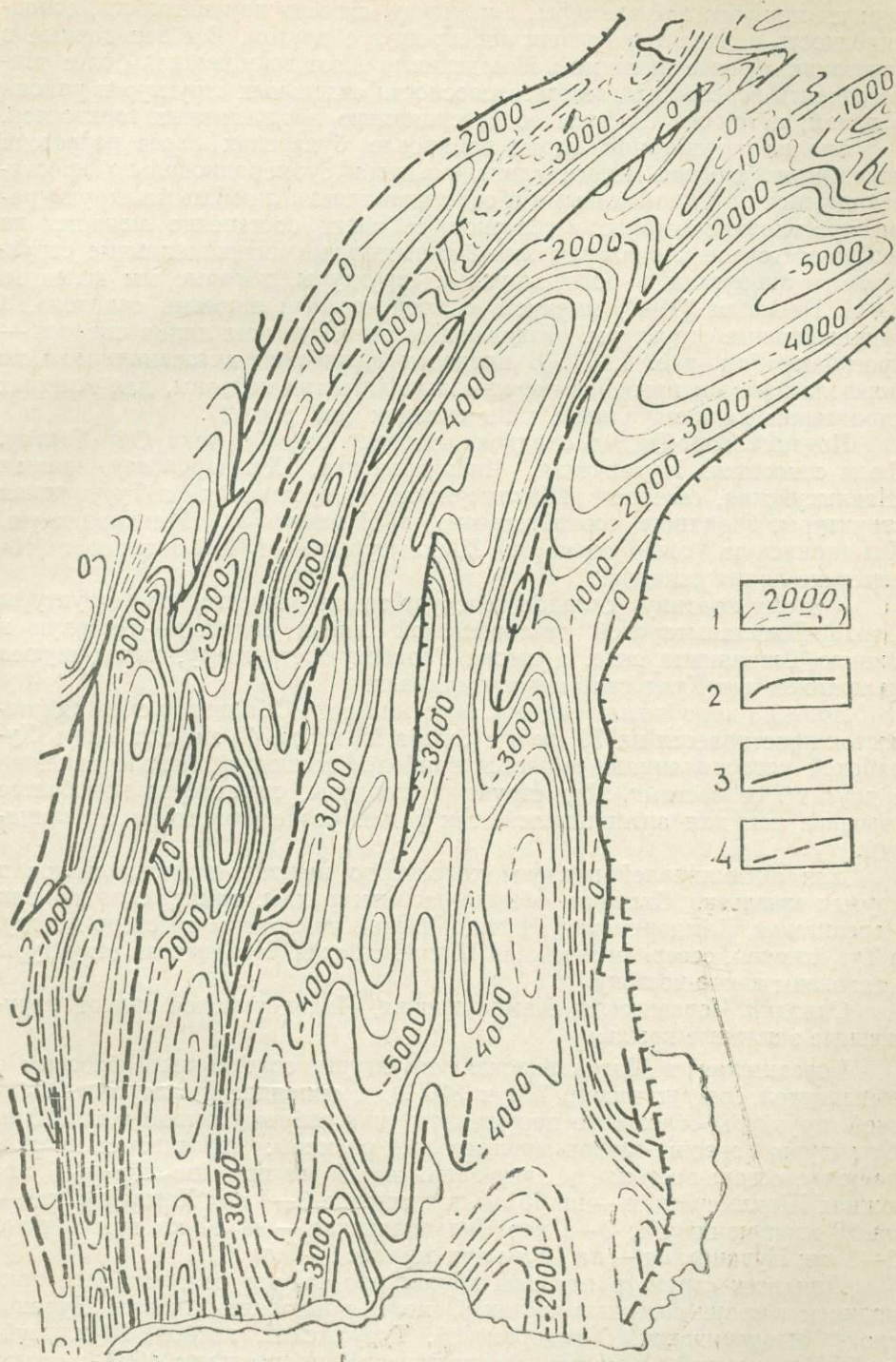


Рис. 1. Схематическая структурная карта Кулябской мегасинклинали по кровле бухарских слоев палеогена. 1 — изогипсы кровли бухарских слоев палеогена; 2 — взбросо-надвиги; 3 — крупные сбросы; 4 — взбросы.

ственную характеристику развитых в пределах мегасинклинали структур: их морфологию, размеры, амплитуду, степень нарушенности, соподчиненность и характер сочленения их друг с другом. Все эти данные в сочетании с более ранними наблюдениями дают возможность более точно оценить перспективы нефтегазоносности отдельных структур и района в целом, а так же глубины до потенциально продуктивных горизонтов.

Анализ структурной карты по кровле бухарских слоев палеогена показывает, что вся мегасинклиналь занята субмеридионально простирающимися антиклинальными и синклинальными линейными структурами, простирающие которых в северной ее части постепенно меняется на северо-восточное. Локальные линейно-вытянутые антиклинальные структуры группируются в более крупные структуры, которые мы вслед за С. И. Ильиным (1947) именуем «тектоническими линиями складок», а синклинальные структуры, разделяющие тектонические линии складок — прогибами (см. рис. 1, 2). В пределах Кулябской мегасинклинали по морфологическим признакам можно выделить три подзоны, для которых характерны индивидуальные типы складок (см. рис. 2).

Подзона коробчатых складок занимает бассейн реки Оби-Хингоу. Сюда относятся Нуранчская, Чильдаринская, Хамдаринская, южная Шаклысуйская, северная Шаклысуйская, Чорсангская и Туруожская структуры, входящие соответственно в Нуранчскую, Чильдаринскую, Хамдаринскую (северная часть) Шаклысуйскую и Чорсангскую тектонические линии складок.

К этому подтипу складок следует также отнести две структуры Пархар-Джиланытауской тектонической линии складок — северную и южную Джиланытауские, а также Гарабскую структуру, находящуюся на крайнем юге Кулябской мегасинклинали.

Подзона коробчатых складок бассейна реки Обихингоу с запада на восток простирается на 70 км и с севера на юг до 40 км. Эта часть Кулябской мегасинклинали является наиболее приподнятой по сравнению с другими ее частями. Для структур подзоны характерно коробчатое строение как для антиклиналей, так и для разделяющих их синклиналей.

Для антиклиналей подзоны характерно наличие пологих сводов и крутых крыльев. Складки обычно асимметричны, такие складки как Чорсангская, Хамдаринская, Чильдаринская наклонены к северо-западу, а Туруожская, северная и южная Шаклысуйская, Нуранчская структуры наклонены к юго-востоку.

Складки Чорсангская, Хамдаринская, Чильдаринская имеют нарушенные западные крылья.

Чорсангская и Чильдаринская структуры осложнены сбросами с амплитудой соответственно 750 и 800 м, а западное крыло Хамдаринской структуры осложнено нарушением типа взброса амплитудой 300 м. Структуры подзоны имеют значительные размеры: Чорсангская простирается с северо-востока на юго-запад на 27 км при ширине 3—5 км; южная Шаклысуйская — на 35 км при ширине 3—4 км; Хамдаринская — на 20 км при ширине 3—4 км; Чильдаринская — на 40 км при ширине 2—3 км; Нуранчская — на 40 км при ширине 3—5 км.*

Для всех структур подзоны характерно то, что они наиболее приподняты в своих северных частях. Отметки приподнятых частей Нуранчской, Чильдаринской, Хамдаринской, Туруожской, южной Шаклысуйской, Чорсангской структур соответственно равны плюс 4600 м, плюс 2000 м, плюс 1200 м, плюс 1000 м, плюс 1000 м, плюс 2400 м.

* Размеры структур, их амплитуда, абсолютные отметки сводов и мульд приводятся по кровле бухарских слоев палеогена.

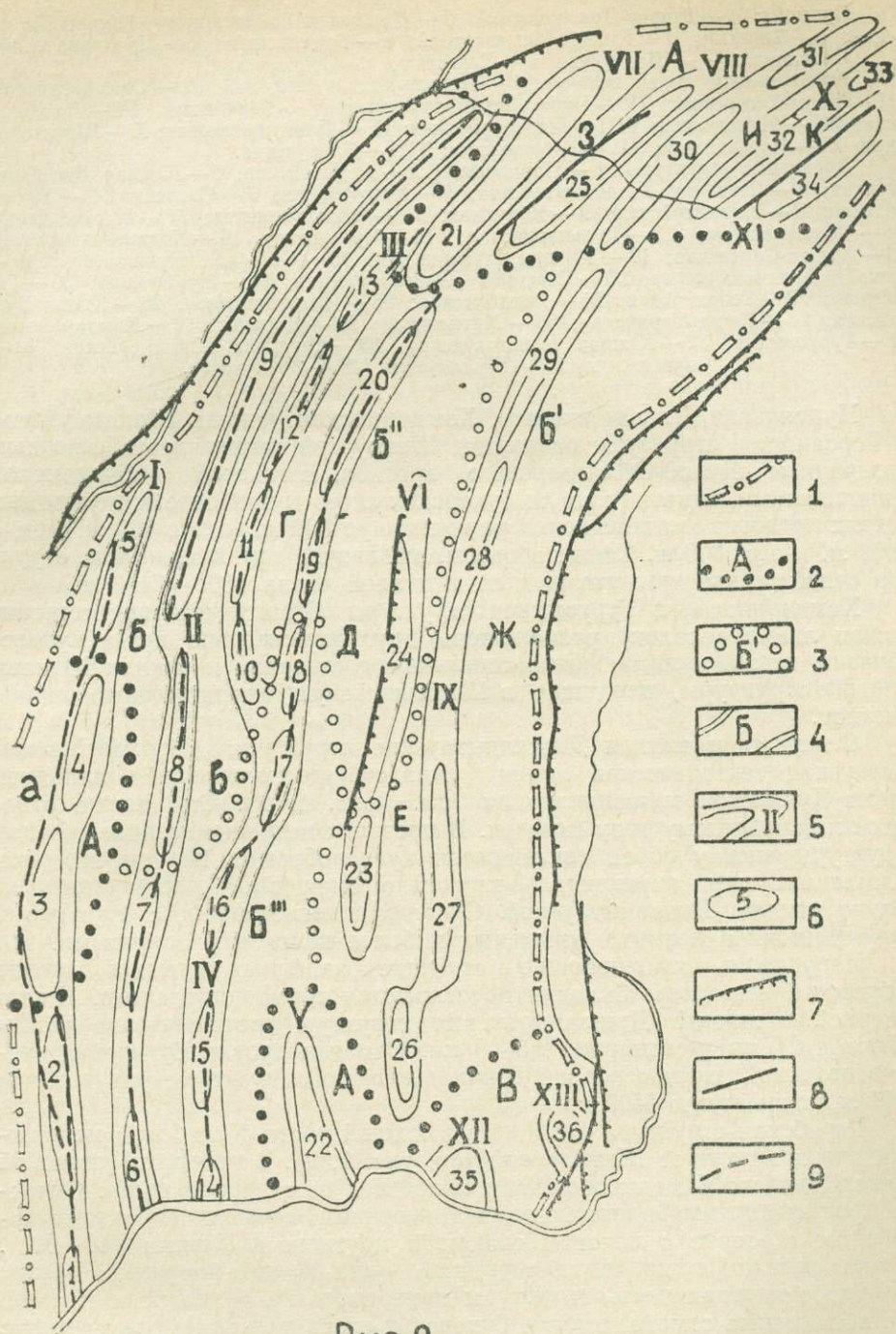


Рис 2

Рис. 2. Структурная схема Кулябской мегасинклинали. 1 — границы Кулябской мегасинклинали; 2 — границы подзон морфологических типов структур; 3 — границы разновидностей гребневидных складок; 4 — прогибы; 5 — тектонические линии складок; 6 — локальные структуры; 7 — взбросо-надвиги; 8 — крупные сбросы; 9 — взбросы.

А — подзона коробчатых складок; Б — подзона гребневидных складок; Б-I — группа малонарушенных складок; Б-II — группа складок, осложненных по сводам взбросами; Б-III — группа складок, осложненных соляногипсовым диапиризмом; В — подзона куполовидных складок.

Прогибы: а — Таирсу-Дангаринский; б — Джейралы-Вионский; в — Шуроб-Даринский; г — Тирский; д — Куляб-Обимазарский; е — Гординский; ж — Придарвазский.

Синклинали: з — Шакоуская; и — Езганская; к — Гурхамская;

Тектонические линии складок: I — Пархар-Джиланьтауская; II — Саят-Яфучская; III — Сары-Хасорская; IV — Чубек-Дегимахмутская; V — Гарабская; VI — Ханабадская; VII — Нуранчская; VIII — Чильдаринская; IX — Даштихасанская; X — Шаклысуйская; XI — Чорсангская; XII — Шпиляуская; XIII — Зарбузская.

Локальные структуры: 1 — Пархарская; 2 — Алимтайская; 3 — Южная Джиланьтауская; 4 — Северная Джиланьтауская; 5 — Кангуртская; 6 — Саятская; 7 — Танапчинская; 8 — Кызылсуйская; 9 — Яфучская; 10 — Сюльдузинская; 11 — Куруксайская; 12 — Обишураская; 13 — Гульдаринская; 14 — Чубекская; 15 — Ходжа-Мумынская; 16 — Ходжа-Сартиская; 17 — Южная Пушионская; 18 — Северная Пушионская; 19 — Южная Дегимахмутская; 20 — Северная Дегимахмутская; 21 — Нуранчская; 22 — Гарабская; 23 — Теболяйская; 24 — Ханабадская; 25 — Чильдаринская; 26 — Кызыл-Буйнакская; 27 — Кичик-Тирийская; 28 — Матюнская; 29 — Дараисо; 30 — Хамдаринская; 31 — Туруожская; 32 — Южная Шаклысуйская; 33 — Северная Шаклысуйская; 34 — Чорсангская; 35 — Шпиляуская; 36 — Зарбузская.

Нуранчская, Чильдаринская, Хамдаринская, южная Шаклысуйская и Чорсангская структуры разделены Шакоуской синклиналью, северным окончанием Куляб-Обимазарского прогиба, Езганской и Гурхамской синклиналими, отметки кровли бухарских слоев в наиболее погруженных частях которых соответственно равны минус 800 м, минус 800 м, минус 1800 м, минус 800 м. Таким образом, амплитуда антиклинальных структур относительно прилегающих синклиналей равна 1800—5400 м.

Хамдаринская и Туруожская структуры (Даштихасанская тектоническая линия складок) расположены друг относительно друга кулисообразно, также кулисообразно сочленяются северная и южная Шаклысуйские структуры, входящие в Шаклысуйскую тектоническую линию складок.

Северная и южная Джиланьтауские структуры (Пархар-Джиланьтауская тектоническая линия складок) расположены в западной части Кулябской мегасинклинали (см. рис. 1, 2). Они также относятся к коробчатому типу складок. В пределах названной линии складок структуры между собой сочленяются кулисообразно, причем северная Джиланьтауская антиклиналь несколько смещена к востоку относительно южной Джиланьтауской. Складки асимметричны, с крутыми и нарушенными западными крыльями и более пологими восточными.

Нарушения, осложняющие строение западных крыльев, имеют взбросовый характер. Складки простираются субмеридионально. Длина северной и южной Джиланьтауских структур соответственно равны 18 км и 24 км при ширине 2,5—3 км. Отметки кровли бухарских слоев в сводовой части северной Джиланьтауской структуры равны плюс 1000 м, южной плюс 1400 м.

Гарабская структура находится в южной части Кулябской мегасинклинали к западу от Шпиляуской (см. рис. 1, 2). В пределах советской части Кулябской мегасинклинали находится ее северная часть. Складка простирается меридионально, в поперечном сечении она имеет коробчатое строение с пологим сводом и крутыми крыльями (40—60°). Длина складки в пределах советской части депрессии равна, 11 км. Наиболее высокая часть структуры приходится на русло реки Пяндж, где абсолютные отметки кровли бухарских слоев палеогена равны минус 1800 м.

Поздона гребневидных складок занимает большую часть территории Кулябской мегасинклинали. Она простирается с севера на юг на 100—120 км при ширине 50—80 км. Характерной чертой этого района является наличие на востоке широких пологих прогибов и узких, чаще малонарушенных антиклиналей. На западе прогибы становятся уже и круче, а строение гребневидных антиклиналей усложняется нарушениями.

ми типа крутопадающих взбросов, по многим из которых в юго-западной части подзоны на дневную поверхность выжаты большие массы солей и гипсов гаурдакской свиты верхней юры. К восточной части это о района приурочены наиболее погруженные участки Таджикской депрессии, где остатки кровли бухарских слоев минус 4000—5000 м.

Для этой подзоны характерно также то, что с востока на запад происходит постепенное воздымание района от минус 5000 м на востоке до плюс 3000 м на западе.

В подзону входят Пархар-Джиланытауская (без северной и южной Джиланытауских структур), Саят-Яфучская, Сары-Хасорская, Чубек-Дегимахмутская, Ханабадская, Даштихасанская, (без Хамдаринской и Туруожской структур) тектонические линии складок.

В пределах восточной части подзоны развиты малонарушенные или совсем ненарушенные складки. К таковым относятся Дараисо, Матионская, Кичик-Тирийская, Кызыл-Буйнакская структуры Даштиханской тектонической линии складок, а также Теболяйская структура Ханабадской тектонической линии складок.

Для большинства структур этого участка характерно асимметричное строение: более крутыми являются западные крылья, где породы поставлены на «голову», даже иногда запрокинуты к западу. Простирание структур субмеридиональное, длина структур 7—24 км при ширине 1,5—2 км. В пределах этого участка наблюдается определенная закономерность — структуры погружаются с севера на юг, причём наиболее высокие их участки приурочены к северным частям. Отметки сводовых частей структур следующие: Дараисо — минус 600 м, Матионская — минус 900 м, Кичик-Тирийская — минус 3000 м, Теболяйская и Кызыл-Буйнакская — минус 3200 м.

Структуры в пределах тектонических линий складок сочленяются между собой кулисообразно. С запада и востока они ограничены глубокими, широкими, с пологими бортами прогибами Куляб-Обимазарским и Придарвазским, отметки кровли бухарских слоев палеогена в мульдах которых равны минус 4000—5000 м. Таким образом, превышение этих антиклинальных структур над прилегающими прогибами равны 800—4200 м.

Для структур следующего участка подзоны гребневидных складок характерна осложненность их сводовых частей, нарушениями типа крутопадающих взбросов и взбросо-надвигов. К этому участку относятся структуры Ханабадская, северная и южная Дегимахмутские, Гульдаринская, Обишуракская, Яфучская, Кангуртская, Кызылсуйская, Сьюлдузинская.

Для этой группы складок характерно изменение субмеридионального простирания на северо-восточное в северной части; западные крылья многих структур крутые до запрокидывания и более пологие восточные (до 40—50°).

Вдоль сводов структур или их западных крыльев проходят нарушения типа крутопадающих взбросов или взбросов-надвигов (Ханабадская структура). Амплитуда нарушений достигает от 100 м (Гульдаринская) до 1500 м (Ханабадская), причём для некоторых нарушений характерно то, что они начинаясь на восточном крыле, переходят на свод, а затем и на западное крыло.

Такое явление отмечается на Гульдаринской и северной Дегимахмутской структурах.

Наиболее крупными складками являются Ханабадская и Яфучская, простирающиеся с севера на юг соответственно на 35—50 км, при

ширине 2—3,5 км. Длина остальных структур не превышает 9—14 км, ширина 1,5—2,5 км.

Также как и для других частей Кулябской мегасинклинали для этого участка характерно то, что более северные и западные структуры значительно приподняты относительно других, а наиболее высокие части структур приурочены к северным частям складок. Отметки кровли бухарских слоев палеогена сводов структур равны: для Ханабадской — минус 1800 м, южной Дегимахмутской — минус 200 м, северной Дегимахмутской — плюс 1200 м, Гульдаринской — плюс 1400 м, Обишураской — плюс 1000 м, Куруксайской — 0 м, Сьюльдузинской — минус 200 м, Кызылсуйской — плюс 400 м, Яфучской — плюс 3000 м, Кангуртской — плюс 2000 м.

Мульды прогибов, разделяющих тектонические линии складок, к которым приурочены выше перечисленные структуры, имеют отметки кровли бухарских слоев палеогена минус 3000—4000 м. Таким образом, складки приподняты над прогибами на 1000—6000 м.

К следующему участку подзоны гребневидных складок, занимающему юго-западную часть Кулябской мегасинклинали, приурочены гребневидные структуры, осложненные соляно-гипсовым диапиризмом. К последним относятся северная и южная Пушионские, Ходжа-Сартиская, Ходжа-Мумынская, Чубекская на Чубек-Дигмахмутской тектонической линии складок, Танапчинская и Саятская структуры на Саят-Яфучской тектонической линии складок, Алимтайская и, возможно, Пархарская на Пархар-Джиланитауской тектонической линии складок. На большинстве из перечисленных выше структур на дневную поверхность выведены большие массы соли и гипса гаурдакской свиты верхней юры. Структуры этого участка простираются субмеридионально. Общей их чертой является осложненность сводов регионально простирающимися нарушениями и выжиманием по этим нарушениям соли и гипсов. Вблизи сводов структур породы имеют крутое падение, при удалении от сводов структур углы выполаживаются.

Структурное бурение, проведенное на Саятской и на южной части Ходжа-Мумынской структур (скважины для оценки запасов соли) подтверждает гребневидное строение складок, осложненных соляно-гипсовым диапиризмом. Под солью и гипсами скважины вскрывали либо современные аллювиальные отложения, либо породы неогена или палеогена и только скважины, попавшие в соляно-гипсовый диапир, не выходили из соли. Образование соляно-гипсовых диапиров приурочено, по всей вероятности, к концу неоген-четвертичного периода, после образования складок и возникновения нарушений в сводовых частях структур. В эти ослабленные линейные зоны выдавливалась соляно-гипсовая масса, которая прорывая породы, лежащие выше гаурдакской свиты верхней юры, образовывала открытые соляно-гипсовые диапиры. К таким структурам относятся прежде всего, Ходжа-Мумынская, Ходжа-Сартиская, Танапчинская, Алимтайская, Саятская и, по всей вероятности, Пархарская и Чубекская. Все выше перечисленные структуры еще очень слабо изучены. В настоящее время на двух — Ходжа-Мумынской и Южной Пушионской структурах ведется структурное бурение, которое несомненно даст новые данные для расшифровки их глубинного строения. По всей вероятности, для этих складок будет характерно асимметричное строение. Западные крылья являются более крутыми по сравнению с восточными.

Структуры высоко подняты над разделяющими их прогибами. Абсолютные отметки кровли бухарских слоев в сводах структур этой группы складок следующие (предположительно): Северно-Пушионская —

плюс 1000 м, Южно-Пушионская — плюс 600 м, Танапчинская — минус 150 м, Алимтайская — плюс 200 м, Ходжа-Сартисская и Ходжа-Мумынская — минус 1000 м, Чубекская — минус 1500 м, Пархърская — минус 1600 м, Саятская — минус 500 м. В то же время отметки разделяющих прогибов равны — 3000—4000 м. Таким образом, амплитуда структур относительно прилегающих прогибов равна 2500—5000 м. Структуры имеют небольшие размеры: длиной 12—14 км, шириной 1,5—2 км. Исключением является лишь Алимтайская структура, размеры которой равны: 24 км и ширина 2—3 км.

Подзона куполовидных складок занимает юго-восточную часть Кулябской мегасинклинали и включает Шпиляускую и Зарбузскую структуры. К настоящему времени достаточно хорошо охарактеризована Шпиляуская и весьма слабо Зарбузская. Последняя плохо изучена, в основном, из-за труднодоступности (на поверхности складка сложена конгломератами тавильдаринской свиты неогена, дающими резко расчлененный рельеф). Для Зарбузской структуры характерна овальная форма в плане; кровля бухарских слоев в своде залегает на отметках примерно — 3000 м.

Шпиляуская антиклиналь представляет собою куполовидную асимметричную складку с более крутым западным и более пологим восточным крыльями. Только в пределах СССР она имеет размеры 15×15 км, причем самая высокая часть структуры приходится на русловую часть реки Пяндж, где отметки кровли бухарских слоев палеогена равны — 200 м.

Большинство из охарактеризованных выше структур Кулябской мегасинклинали представляют несомненный интерес для поисков в них нефти и газа. Основой для высокой оценки перспектив нефтегазоносности структур Кулябской мегасинклинали является наличие в разрезе мезо-кайнозоя большого числа горизонтов коллекторов, разделенных покровками; наличие многочисленных нефтегазопроявлений, как в естественных обнажениях, так и в структурных скважинах; хорошая закрытость структур, и, наконец, установленная промышленная нефтегазоносность коллекторов мезо-кайнозоя в других районах Таджикской депрессии.

Учитывая сложность геологического строения и экономические факторы проведения поисково-разведочных работ, мы считаем целесообразным в настоящее время рекомендовать проведение поисково-разведочных работ на нефть и газ на Гульдаринской, Кукуксайской, Сюльдунинской, Кызылсуйской и Шпиляуской структурах (см. рис. 1, 2).

Потенциально-продуктивными горизонтами на этих структурах являются карбонатные сенонские коллектора (известняки кампана — маастрихта мощностью 180—235 м), а также палеогеновые коллектора (известняки бухарских слоев мощностью 100—150 м, песчаники и известняки алайских слоев). Эти горизонты имеют хорошие покровки — гипсы акджарских слоев, глины сузакских и туркестанских слоев палеогена. Потенциально-продуктивные горизонты сенона и палеогена залегают на доступных глубинах 500—2500 м.

В заключение характеристики современного структурного плана Кулябской мегасинклинали можно сказать следующее:

1. В пределах Кулябской мегасинклинали локальные структуры группируются в тектонические линии складок, включающие от 1 до 7 локальных структур. Тектонические линии складок разделены прогибами.

2. Локальные структуры в пределах тектонических линий складок сочленяются друг с другом, главным образом, кулисообразно.

3. В пределах Кулябской мегасинклинали развиты коробчатые, гребневидные и куполовидные складки.

4. Большинство локальных структур Кулябской мегасинклинали представляют интерес для поисков в них скоплений нефти и газа. Наиболее перспективными структурами являются Гульдаринская, Куруксайская, Сюльдузинская, Кызылсуйская и Шпиляуская, где потенциально-продуктивные горизонты сенона и палеогена залегают на глубинах 500—2500 м, доступных для освоения современными техническими средствами.

Г. С. Волос, Р. М. Махкамов

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ КАФИРНИГАНСКОЙ ЗОНЫ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ВЕРХНЕЭОЦЕНОВОЕ И ОЛИГОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

К началу накопления риштанских слоев палеогена Кафирниганская зона вырисовывается в структуре Таджикской депрессии как область относительного поднятия (Губин, 1960; Захаров, 1958.)

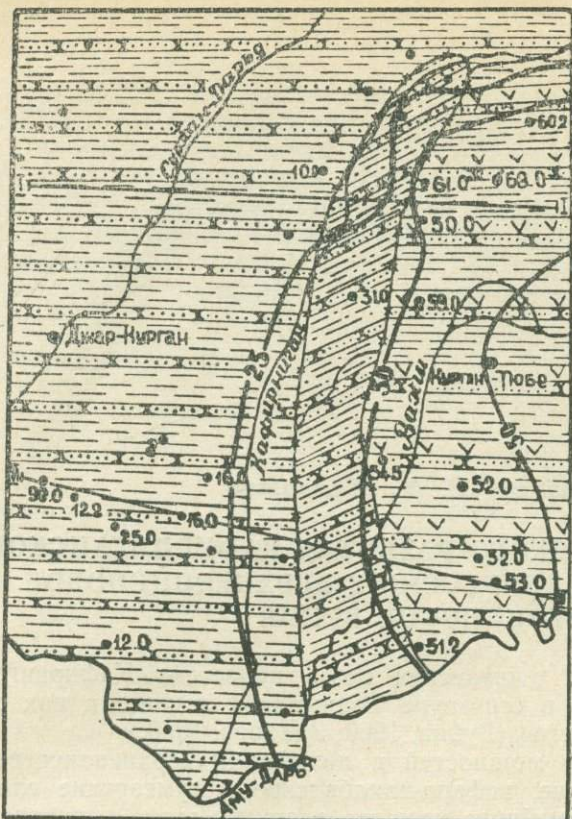
Анализ распределения мощностей и литофаций верхнепалеогеновых отложений (риштанские, исфара-ханабадские и сумсарские слои) позволяет проследить дальнейшую историю развития этого поднятия и наметить палеоструктурный план, сложившийся ко времени отложения шурьсайских слоев.

Определенный интерес в связи с этим представляет выяснение вопросов о времени зарождения и истории формирования локальных структур на фоне развития зоны в целом.

В риштанское время территория ограниченная междуречьем Вахш-Сурхан-Дарья испытывает резкое усиление восходящих движений, отчетливо отразившихся в литологическом составе и мощностях осадков этого времени. Здесь происходит накопление красноцветных терригенных отложений, представленных чередованием алевролитов и песчаников с заметным сокращением мощностей с востока на запад. Так, в разрезах хребтов Ак-Тау и Кызымчек их мощность достигает 50 м, постепенно уменьшаясь до 10 м на западном склоне хребта Бабатаг, а еще далее на запад она сокращается почти до нуля (см. рис. 1). В это же время на территории современной Вахшской зоны идет аккумуляция исключительно хемогенных осадков. Разрез здесь представлен толщей гипсов мощностью 25—30 м. Только во второй половине риштанского времени происходит изменение в условиях осадконакопления и в разрезе начинают появляться глины, алевролиты и песчаники мощностью 40—50 м.

Намечающееся различие в геотектоническом режиме между Кафирниганской зоной, для которой характерны медленные восходящие движения и Вахшской, испытывающей в это же время прогибание небольшой амплитуды на протяжении всего риштанского времени фиксируется довольно отчетливо.

Граница на севере выражена вполне определенно и Кафирниганская зона уже заметно вырисовывается как приподнятая ступень. В южной части граница между этими областями не имеет такого ясно выраженного характера (см. рис. 4).



ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ
ПО ЛИНИИ I-I

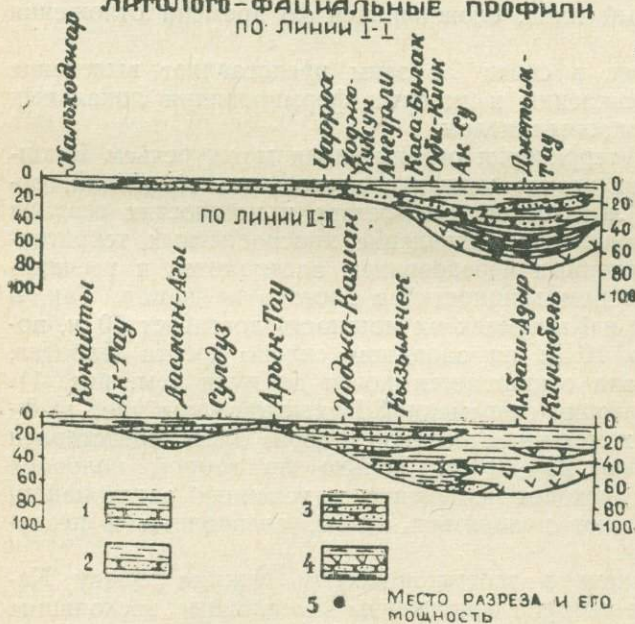


Рис. 1. Карта литофаций и мощностей Риштанских слоев палеогена центральной части Таджикской депрессии. 1 — малиновые глины с прослоями песчаников; 2 — красновато-бурые алевролиты с прослоями песчаников; 3 — красновато-бурые песчаники с прослоями алевролитов; 4 — малиновые глины и гипсы с прослоями песчаников.

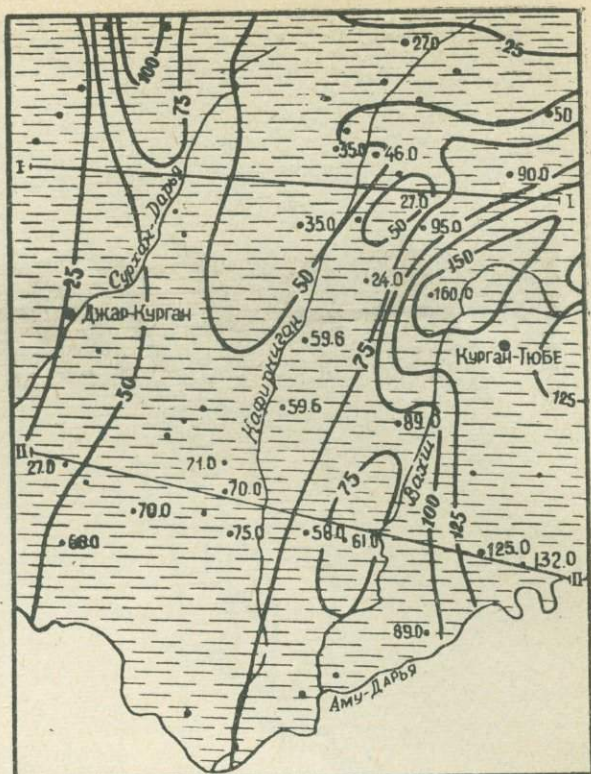
Южная часть Кафирниганской зоны отставала в темпе поднятия от северной — здесь не наблюдается резкой разницы в мощностях риштанских отложений, хотя литофациальный состав осадков указывает на различные условия осадконакопления.

Палеоструктура зоны, сформировавшаяся к концу накопления риштанских слоев представляется в форме моноклинали с пологим погружением на восток (на юге) и более резким (уступообразным) на севере. Прямых данных, указывающих на существование локальных поднятий или прогибов, существенно усложняющих эту структуру, мы не имеем. Но по некоторым косвенным признакам, в частности по местным изменениям литофаций, мы можем сделать заключение о существовании отдельных поднятий и прогибов, на что указывал в своей работе С. А. Захаров (1958). Однако, сказать что-либо конкретно о размерах, форме и амплитуде подобных структур не представляется возможным из-за отсутствия надежных данных.

Резкое измене-

ние геотектонического режима Кафирниганская зона испытывает в начале исфара-ханабадского времени, когда последняя морская трансгрессия захватила всю центральную часть Таджикской депрессии. В это время здесь накапливаются исключительно однообразные по литологическому составу морские осадки, представленные зеленовато-серыми глинами с тонкими и редкими прослоями известняков и мергелей.

Относится к спокойному и однообразному тектоническому режиму этого времени, выражавшемуся в медленном прогибании дна бассейна, сохраняющегося до сумсарского времени, когда в разрезе появляются алевролиты и песчанники. Но анализ распределения мощностей показывает, что на фоне общего погружения этой области существовала дифференциация движений, создавшая своеобразный палеоструктурный план. Элементами этого палеоструктурного плана были поднятия и прогибы. Одно из поднятий существовало на месте теперешнего северного Ак-Тау. Это поднятие оконтуривается изопакетом 50 м и имеет субмеридиональное простирание. Его юго-восточный склон довольно круто погружался, переходя во впадину в районе реки Вахш у Курган-Тюбинской петли. Мощность отложений здесь максимальная и достигает 150 м, постепенно сокра-



ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ

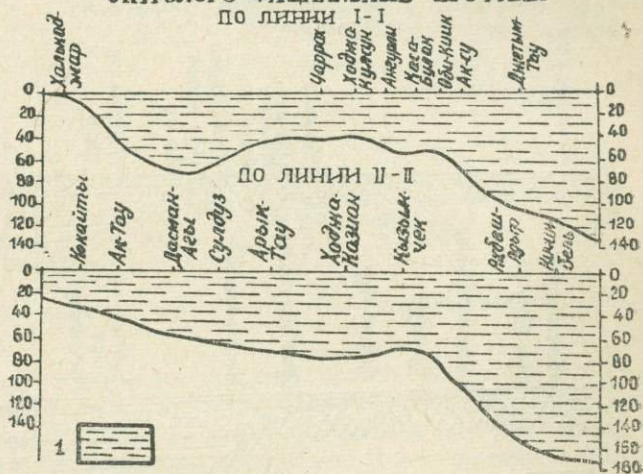
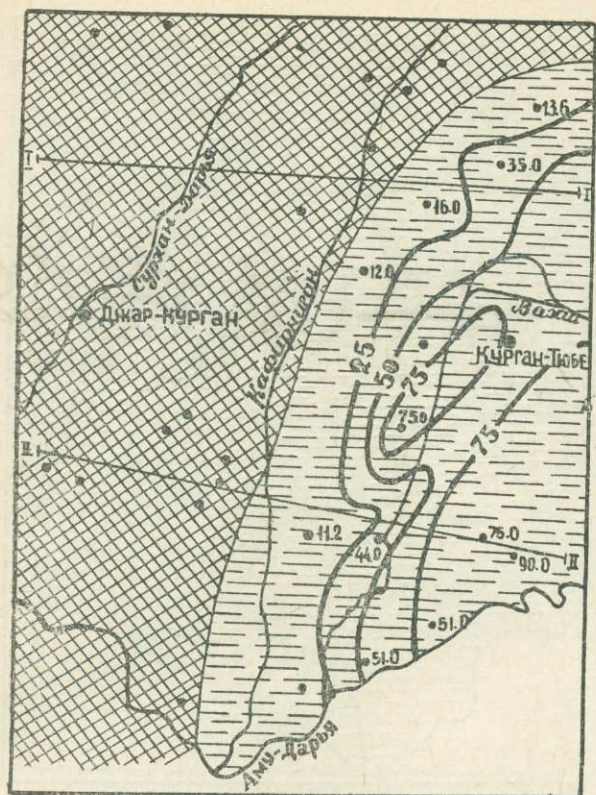


Рис. 2. Карта литофаций и мощностей Исфара-Ханабадских слоев палеогена центральной части Таджикской депрессии. 1—зеленовато-серые глины.



ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ
ПО ЛИНИИ I-I'

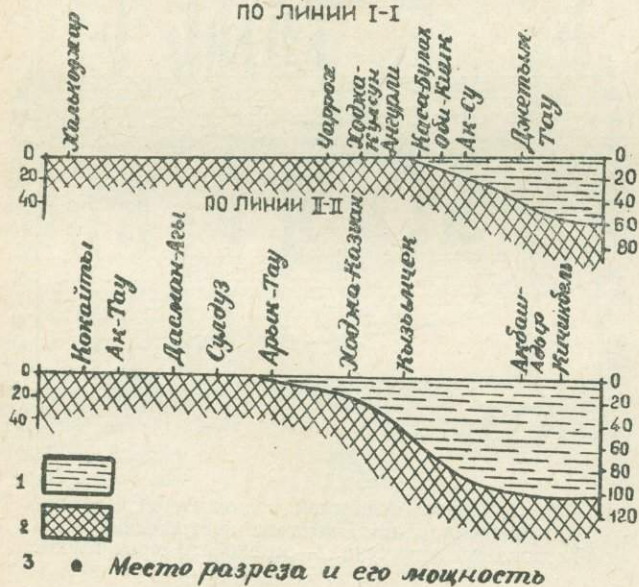


Рис. 3. Карта литофаций и мощностей сумгайских слоев палеогена центральной части Таджикской депрессии. 1 — красновато-бурые глины; 2 — зона нулевых мощностей.

щаяся как на запад, так и на восток (см. рис. 2). Другим палеоструктурным элементом являлось поднятие на правобережье реки Вахш, в районе современного хребта Кызымчек.

В структурном отношении Сухан-Дарьинская зона представляла собой полого наклоненную на восток моноклинал, усложненную на севере (в районе Сурхан-Дарьи) небольшим прогибом меридионального простирания. К концу накопления исфара - ханабадских слоев, восточная граница Кафирниганского поднятия и структурная ступень, намеченные в риштанское время, приобретают более резкий характер и уже отчетливо проявляются как на севере так и на юге зоны.

Анализ палеотектонических профилей показывает существенно усложнение бывшей в риштанское время структуры, особенно северной ее части (см. рис. 4). Существовавшие в это время пологие поднятия и прогибы не соответствуют современным локальным структурам ни по размеру ни по форме. Это были впадины небольшой амплитуды и впадины,

на месте которых впоследствии стали развиваться складки. Время заложения последних установить пока трудно. Возможно, что в конце исфара-ханабадского времени некоторые из них начали уже развиваться по плану, близкому к современному.

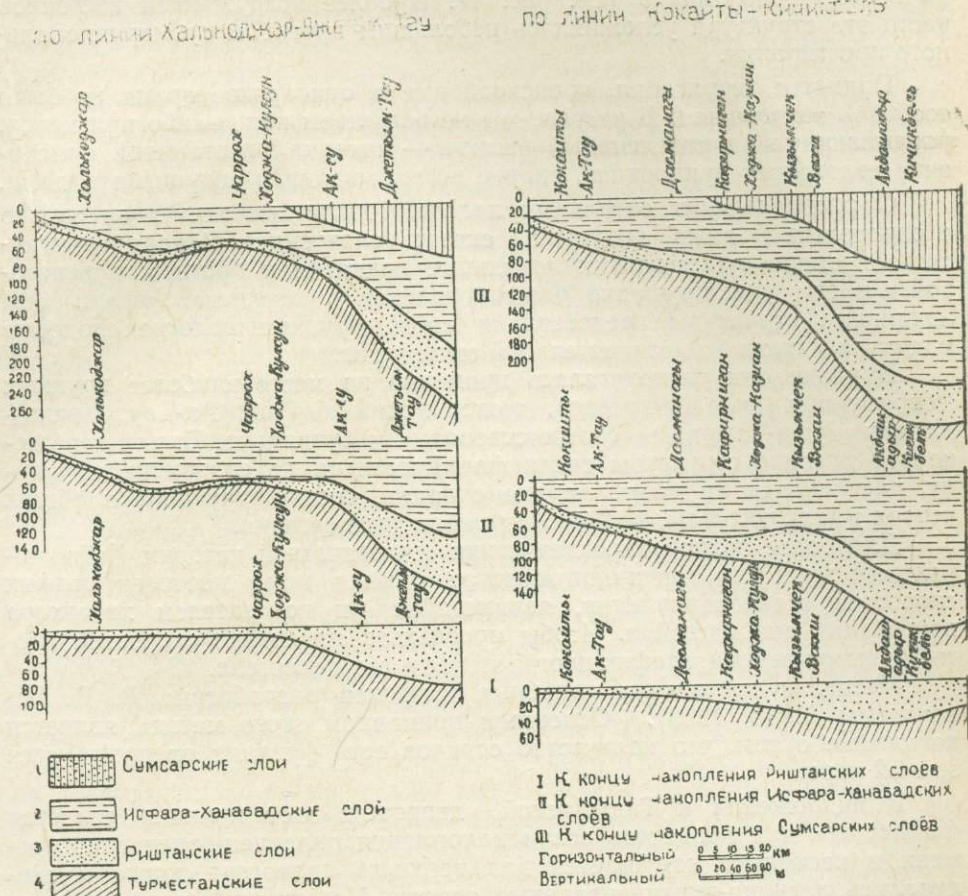


Рис. 4. Палеотектонические профили центральной части Таджикской депрессии.

С началом сумсарского времени связано проявление нового тектонического этапа в истории развития этой области — этапа резких восходящих движений, в результате которых последнее палеогеновое море навсегда покидает Таджикскую депрессию. В это время территория, расположенная западнее долины реки Кафирниган была выведена из зоны осадконакопления и представляла собой приподнятую часть суши. На восток от этого поднятия продолжалось накопление песчано-глинистых отложений с постепенным увеличением мощностей от 10 м на западе, в районе гор Актау, до 100 м в Вахшском прогибе (см. рис. 3). Последний можно называть прогибом только по отношению к приподнятой западной части области, которая в сумсаре включала и Кафирниганское поднятие и Сурхан-Дарьинский прогиб. Восходящие движения, выведшие эту область из зоны осадконакопления, распространялись и на Вахшский прогиб, но проявились они здесь менее интенсивно, причем северная часть, как и прежде, являлась более актив-

ной в этом отношении чем южная. На это указывает и замедление скорости осадконакопления.

Граница между поднятой и сравнительно опущенной областями плавная на севере и более резкая на юге. Общая палеоструктура области в сумсарское время вырисовывается как полого погружающаяся на восток моноклираль (см. рис. 4). В более погруженной восточной части эта структура усложнялась небольшим прогибом субмеридионального простирания.

Поднятие территории, происходившее в сумсарское время не было особенно энергичным. В разрезе мы не встречаем каких-либо признаков, указывающих на интенсивный размыв — материал слагающий сумсарские отложения приносился, скорее всего, медленно текущими водами.

О распределении отдельных палеотектонических элементов можно с определенной долей допущения сказать следующее. В конце сумсарского времени существовали локальные поднятия и прогибы в некоторой степени унаследованно развивающиеся с верхнего эоцена. Эти локальные структуры представляли собой крупные пологие сводовые поднятия и прогибы незначительной амплитуды.

В плане они располагались примерно на месте наиболее крупных современных складок-хребтов, таких как Баба-Таг, Ак-Тау, Ходжа-Казиан, Туюн-Тау, но не соответствовали им буквально. Только в неогене эти древние структуры стали формироваться по современному плану, расчленяясь на более мелкие складки, соответствующие в общих чертах тем структурам, которые мы наблюдаем сегодня.

Для более полной характеристики геологической истории Кафирниганской зоны в эоцен-олигоценное время нами построен график скоростей осадконакопления, являющийся и показателем характера прогибания дна бассейна. Чтобы проследить изменение скоростей прогибания во времени, график построен для всего палеогена.

Методика построения подобных графиков разработана В. В. Белоусовым (1938, 1939). Основным принципом этого метода является положение о том, что количество осадков есть функция от прогибания земной коры.

В приложении к Таджикской депрессии этот принцип является бесспорным для процессов осадконакопления палеоцен-эоценового времени и несколько нарушается для верхнего палеогена, когда накапливались лагунно-континентальные осадки. Нарушение принципа компенсации в олигоцене отмечал С. А. Захаров, указывая на «перекompенсацию» прогибаний осадконакоплением во время отложений сумсарских слоев, вызвавшую регрессию последнего палеогенового моря (Захаров, 1958). Такая картина, видимо, могла иметь место только на отдельных небольших участках, расположенных вблизи областей сноса, а основной причиной регрессии моря были восходящие движения, особенно интенсивно начавшие проявляться в олигоцене. С небольшими отклонениями принцип компенсации сохранялся и в верхнем палеогене.

При построении графиков стратиграфические единицы палеогена объединены нами в отделы следующим образом: к палеоцену отнесены акджарские и бухарские слои; в эоцене объединены сузакские, алайские, туркестанские, риштанские и исфара-ханабадские слои; а в олигоцен — сумсарские и шурьсайские слои. Абсолютный возраст разделов палеогена нами принят согласно данным комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при Отделении Наук о Земле АН СССР, 1964 год.

С целью сопоставления построены два графика, отражающих картину скорости осадконакопления и прогибания земной коры в палеогене

для северной и южной частей Кафирниганской зоны и прилегающей территории. Анализ графиков подтверждает определенную разницу в развитии северной и южной частей зоны.

Палеоцен характеризуется наибольшими скоростями осадконакопления, достигающими 60 м/млн. лет в южной части зоны и 40 м/млн. лет в северной. Интересной особенностью этого времени является четко выраженное волнообразное чередование зон с различной скоростью осадконакопления. На юге района выделяются три зоны минимальных скоростей (30—35 м/млн. лет) и две зоны максимальных, в которых скорость осадконакопления была в два раза больше. Для северной части мы имеем две ступени с резко различными скоростями. Западная характеризуется цифрами 12—15 м/млн. лет, а восточная — 35 м/млн. лет (см. рис. 5). Нанесенные на график границы современных тектонических зон и областей различных скоростей осадконакопления не совпадают друг с другом. Так, Кафирниганская тектоническая зона в современном ее понятии включает в себя область с наименьшей скоростью осадконакопления, которая располагается в ее центральной части с постепенным увеличением скоростей, достигающих максимума на границах тектонических зон. Приуроченность этих областей к границам современных тектонических зон является, видимо, не случайной. Возможно, что эти участки, обладая наибольшими амплитудами прогибания и в дальнейшем своем развитии оставались ослабленными зонами, разделяющими области с различной геологической историей.

Эти границы не оставались во времени строго приуроченными к одному месту, а изменяли свое положение в пространстве. В палеогене миграция подобных границ была незначительной, что указывает на определенную идентичность геологической истории этого района.

Эоцен, по сравнению с нижним палеогеном, представляется временем относительно спокойного и стабильного осадконакопления во всей рассматриваемой области. Максимальное прогибание и скорость осадконакопления приурочены здесь к современной Вахшской синклинали и ее границе с Кафирниганской зоной. Скорость осадконакопления составляла около 25 м/млн. лет. Резкой разницы в скорости осадконакопления между южной и северной частями зоны не наблюдается, но в последней она несколько меньше — 15—18 м/млн. лет. Не отмечается также и существенной разницы в скоростях осадконакопления внутри зон — различие это не более 7 м/млн. лет. Вся область характеризуется сравнительно равномерными и замедленными, по сравнению с палеоценом, скоростями осадконакопления (см. рис. 5).

В олигоцене в этой области продолжается замедление скорости осадконакопления и она составляет всего 15 м/млн. лет в Вахшской зоне, уменьшаясь до 5 м/млн. лет в Кафирниганской.

В северной части Кафирниганской зоны намечается некоторая дифференцированность в условиях осадконакопления. В ней выделяется два участка, характеризующихся минимальной и максимальной скоростями, но разница между ними незначительна и составляет 5 м/млн. лет (см. рис. 5). Вероятно это связано с начавшимся в конце эоцена — начале олигодена усилением восходящих движений и формированием локальных прогибов и поднятий.

Краткое рассмотрение вышеописанных графиков показывает, что наиболее интенсивный процесс осадконакопления и соответствующего прогибания дна бассейна происходил в палеоцене.

После отложения бухарских известняков картина довольно резко меняется и в среднем эоцене устанавливается довольно спокойный режим с замедленными темпами осадконакопления. В верхнем палео-

гене эта стабилизация выражена еще ярче. Эоцен-олигоцен характеризуется спадом активности тектонических движений по сравнению с палеоэоценом. Это сравнительное спокойствие продолжается до начала неогена, когда происходит резкая активизация нисходящих тектонических движений и скорость накопления осадков начинает резко возрастать.

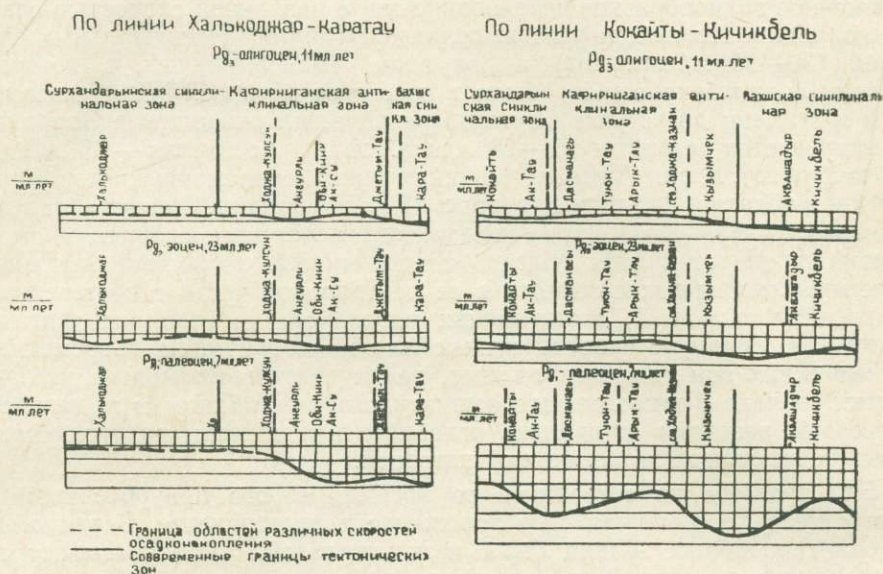


Рис. 5. График скоростей осадконакопления палеогена центральной части Таджикской депрессии.

В заключение нам хочется отметить основные моменты в истории геологического развития Кафирниганской зоны. Они сводятся к следующему: в период отложения риштанских слоев существовала определенная палеотектоническая дифференцированность зоны. Формируются крупные, малоамплитудные поднятия и прогибы.

В исфара-ханабадское время происходит общее медленное прогибание дна бассейна и усложнение палеоструктурного плана. Отчетливо отделяется Кафирниганское поднятие от Вахшского прогиба.

В сумсарское время происходит активизация восходящих движений. Кафирниганская зона практически перестает быть областью осадконакопления; положительные движения распространяются и на Вахшский прогиб. Локальные структуры начинают формироваться по плану близкому к современному, являясь основой, на которой развились впоследствии складки современного облика.

Анализ истории геологического развития Кафирниганской антиклинальной зоны позволяет сделать некоторые предположения о формировании структур в этой области. Нам представляется наиболее вероятным связать начало формирования структур с палеогеновым временем. В целом для Кафирниганской зоны нижний палеоген и начало эоцена характеризуется довольно спокойным осадконакоплением. В эоцене начинается слабое формирование структур с незначительной амплитудой превышения свода над крыльями.

Резкая инверсия движений в конце эоцена — начале олигоцена, а особенно в неоген-четверичное время, приводит к резкому усилению роста структур и их окончательному формированию.

В. В. Болтышев, Р. Махкамов

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИИ ХРЕБТОВ МАДИАН-БУЛАК, СУЛДУЗ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ТУЮН-ТАУ

В последние годы (1958—1965) территория юго-западного Таджикистана была охвачена крупномасштабными геолого-съёмочными и научно-исследовательскими работами, которые проводили геологи Управления геологии Таджикской ССР и Комплексной лаборатории ВНИГНИ. Эти работы позволили внести значительные коррективы в прежние представления П. К. Чихачева (1934, 1939), А. Р. Бурачека (1934, 1937) о геологическом строении хребтов Мадиян-Булак, Сулдуз и Туюн-Тау. В частности, устанавливается несогласное налегание верхне-неогеновых отложений на различные горизонты нижележащих неогеновых и палеогеновых отложений, в связи с чем совершенно иной становится концепция формирования неогеновых отложений и структур района. В настоящей статье излагаются новые данные по стратиграфии, тектонике и геологическому развитию района, полученные авторами при выполнении научно-исследовательских работ.

В геологическом строении района участвуют верхнемеловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. Верхнемеловые отложения обнажены в хребтах Мадиян-Булак и Сулдуз. Они представлены отложениями коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов и хорошо расчленяются по стратиграфической схеме Н. Н. Бабковой (с дополнениями В. Д. Ильина, 1958).

Коньякский ярус обнажен в хр. Мадиян-Булак и представлен слоями с *Hemiaster fogneli* Даш Глины зеленые, светлосерые, зеленовато-серые известковистые с прослоями (0,1—0,15 м) мергелей зеленовато-белых массивных желваковистых и известняков органогенных (до 0,7 м) с обилием ископаемых морских ежей, мощностью 100 м.

Сантонский ярус расчленяется на две части. Нижняя часть — слои с *Iugopleura vachshensis* Вобкова, слагается глинами зелеными слоистыми и известняками серыми и желтыми биоморфнодетритовыми с рудистами. Мощность пачки равна 73 м. Верхняя часть представлена гипсовой пачкой (свита «д» С. Н. Симакова, 1952). Глины зеленые, редко красные и малиновые чередуются с песчаниками серыми и желтовато-серыми, мелкозернистыми тонкослоистыми и известняками серыми биоморфнодетритовыми. В верхней части — прослой (0,2—0,4 м) гипсов белых кристаллических слоистых. Мощность пачки 94 м. Общая мощность сантона 167 м.

Кампанский ярус имеет трехчленное строение. Нижняя часть — слои с *Liostrea acutirostris* Nils. Глины зеленые, слоистые с прослоями песча-

ников желтых мелкозернистых, переходящие в рыхлые ракушники. Мощность слоев 40 м. Средняя часть — слои *Lopha (Arctostrea) falcata* Mort. Глины — зеленые, известковистые, с прослоями песчаников серых мелкозернистых и ракушняков темносерых песчаных, а в кровле известняк (1,4 м) белый, слоистый с обилием вышеуказанных форм. Мощность слоев равна 53 м. Верхняя часть — слои с *Epiaster nobilis* Stoliczka. Песчаник голубовато-зеленый мелкозернистый массивный огипсованный. Мощность 7,5 м. Выше залегают мергели зеленовато-голубые тонкослоистые с морскими ежами: *Epiaster nobilis* Stoliczka, *Epiaster* sp и др. Мощность слоев равна 20 м. Общая мощность кампана не превышает 133 м.

Маастрихтский ярус сложен однообразной толщей серовато-белых известняков, переходящих к кровле в ракушники, состоящие сплошь из рудистов семейства *Padiolitidae*. Мощность колеблется от 5 до 21,0 м. Датский ярус в разрезах не встречен. Выше согласно залегают палеогеновые морские отложения, которые расчленяются по стратиграфической схеме О. С. Вялова (1939) с теми дополнениями, которые внесены в нее К. В. Бабковым и Г. П. Крейденковым (1961).

Палеоцен. Акджарские слои представлены белыми гипсами, доломитами и известняками. Мощность слоев доходит до 91 м. Бухарские слои сложены доломитизированными известняками и в верхней части темносерыми битуминозными известняками с прослоями белых гипсов. Мощность слоев доходит до 225 м.

Эоцен. Сузакские слои сложены зелеными глинами с прослоями мергелей. Они включают конкреции пирита и фосфоритов. Мощность слоев на юге хребта Сулдуз равна 96 м. Алайские слои представлены толщей белых, желтых и серых известняков-ракушняков, чередующихся в нижней и верхней частях с зелеными мергелями и глинами. Мощность до 81 м. Туркестанские слои сложены однообразной толщей зеленых и светлозеленых глин. Мощность в хребте Сулдуз равна 122 м. Риштанские слои слагаются толщей малиновых глин. В подошве имеются прослои серого известкового песчаника и белого гипса, а в кровле — бентонитовой глины (15 см). Мощность риштанских слоев доходит до 16 м.

Олигоцен. Исфаринские плюс ханабадские слои представлены зелеными и серыми глинами. Мощность слоев равна 72 м.

Выше фаунистически охарактеризованных морских отложений палеогена залегают олигоцен-неогеновые континентальные отложения, которые расчленяются нами на две серии: бальджуанскую и бактрийскую.

Бальджуанская серия расположена к западу от хребта Сулдуз. Она представлена неполными разрезами и расчленяется В. В. Болтышевым на три свиты: шурьсайскую, турганскую и чагамскую (см. рис. 1).

Шурьсайская свита залегают на исфаринских плюс ханабадских слоях. Отсутствие сумсарских слоев и наличие стратиграфического перерыва между шурьсайской свитой и исфаринскими плюс ханабадскими, риштанскими и туркестанскими слоями в Сурхан-Дарьинской зоне, установленного Г. П. Крейденковым (1964) по фаунистическим находкам и нами по геологическим данным, свидетельствуют о том, что в описываемом районе также имеется небольшой стратиграфический перерыв, приуроченный к предбальджуанскому времени.

Шурьсайская свита слагается серыми и красновато-серыми тонкоплитчатыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями красных и малиновых глин и алевролитов. Мощность свиты колеблется от 7 до 29 м.

Тургакская свита представлена типичными континентальными отложениями. Широко развиты песчаники, алевролиты и глины. Песчаники серые, буро-серо-красные, красные мелкозернистые косослоистые с

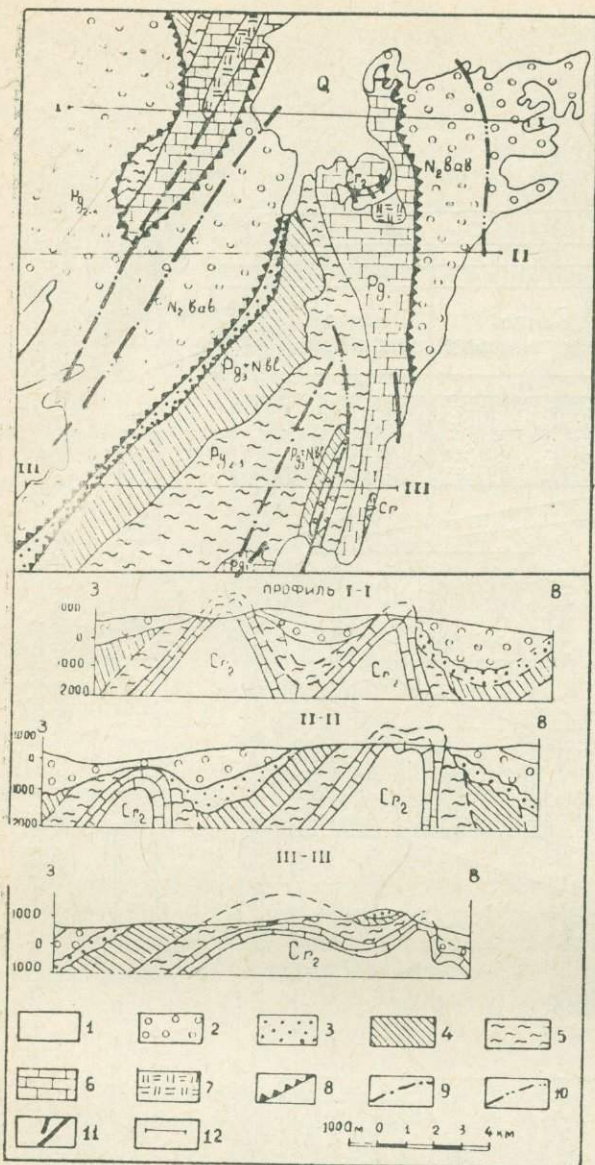


Рис. 2. Геологическая карта хребтов Сулдуз, Мадиян-Булак и Туюн-Тай. 1 — четвертичные отложения; 2 — бабатагская свита; 3 — кафирниганская свита; 4 — бальджуанская серия; 5 — эоценовые и олигоценные отложения; 6 — бухарские и акджарские слои палеогена; 7 — меловые отложения; 8 — несогласное залегание; 9 — ось антиклинали; 11 — разлом; 12 — линии профилей.

линзами и окатышами глин. Глины и алевролиты коричневые и буро-коричневые песчанистые с прослоями песчаников красных мелкозернистых. Мощность свиты не превышает 106 м.

Чагамская свита складывается кирпично-красными глинами и алевролитами. Кровля свиты несет следы глубокой эпигенетической денудации и ее мощность колеблется от 0 до 341 м. Общая мощность бальджуанской серии не превышает 476 м.

Бактрийская серия развита на всех склонах описываемых хребтов. Она представлена сильно сокращенными разрезами и расчленяется на две свиты: кафирниганскую и бабатагскую.

Кафирниганская свита (Я. Р. Меламед, 1965) сложна серыми мелко- и среднезернистыми косо-слоистыми песчаниками. Генезис песчаников — аллювиальный. Свита залегает со скрытым (хребты Сулдуз Туюн-Тай) и угловыми (хребет Мадиян-Булак) несогласиями на бальджуанской серии и палеогеновых отложениях (см. рис. 1, 2). Мощность свиты не превышает 120 м, а в соседних районах достигает 1450 м и более.

Бабатагская свита (А. Р. Бурачек, 1934) залегает согласно на кафирниганской свите и к сводам антиклиналей по-

степенно с несогласием залегает на все более древние неогеновые и палеогеновые отложения (см. рис. 1, 2). Она сложена глинами, алевролитами розовато-коричневыми и палево-бурыми с прослоями и линзами конгломератов, состоящих из плохо отсортированной и угловато-окатанной гальки и валунов известняков алайских и бухарских слоев палеогена. Это типично делювиально-пролювиальные отложения, имеющие

местный источник сноса. В средней части свиты имеется пачка серых крупнозернистых песчаников с линзами конгломератов мелко- и среднегалечных, состоящих из гальки изверженных и метаморфических пород палеозоя Гиссарского хребта. По кровле этой пачки бабатагская свита делится на две толщи. Нижняя толща пачки бабатагской свиты хорошо коррелируется с каранакской свитой, а верхняя толща — с полизакской свитой Кафирниганской долины, (см. рис. 1). Мощность бабатагской свиты самая разнообразная и колеблется от 372 м до 1153 м. Общая мощность красноцветных континентальных отложений олигоцен-неогена не превышает 1640 м.

Описываемый район располагается на юге Кафирниганской антиклинальной зоны (С. И. Ильин, 1947) и относится к бабатагской группе антиклинальных складок. Отчетливо выделяются три брахиантиклинали: Сулдузская, Мадиян-Булакская и Туюн-Тауская.

Сулдузская антиклиналь располагается на востоке описываемого района (см. рис. 2). Складка имеет северо-северо-восточное простирание. Длина складки по выходам бухарских слоев более 10 км, а ширина — от 2 до 5 км. Она представляет собой асимметричную складку с крутым восточным крылом и сравнительно пологим западным крылом. Свод складки сложен отложениями верхнего кампана-маастрихта, акджарскими и бухарскими слоями и осложнен тремя самостоятельными гребневидными флексурами, расположенными кулисообразно друг к другу. Углы падения западных крыльев флексур равны 30—60°, а на восточных крыльях они достигают 80—90°. Свод складки нарушен продольными сбросами, амплитуда которых не превышает 25—50 м.

Восточное крыло Сулдузской антиклинали сложено бухарскими слоями и бабатагской свитой неогена (А. Р. Бурачек, 1934). Бухарские слои имеют углы падения 75—90° и незначительно опрокинуты. Бабатагская свита синхронна каранакской и полизакской свитам Гиссарского типа и залегает с угловым несогласием на бухарских слоях палеогена. Углы падения бабатагской свиты на контакте с бухарскими слоями доходят до 65—70°. Поверхность несогласия имеет угол падения 75—80°. Нижний угол несогласия равен 10—15°, а верхний 20—25°. По мере удаления от поверхности несогласия к мульде синклинали углы падения бабатагской свиты выглаживаются до 6—10° и свидетельствуют о конседиментационном характере складчатости.

Западное крыло Сулдузской антиклинали сложено отложениями морского палеогена, бальджуанской и бактрийской сериями. Углы падения палеогеновых отложений не превышают 60—40°. В отложениях бальджуанской и бактрийской серий углы падения постепенно выглаживаются к мульде синклинали с 40° до 10°. Бактрийская серия залегает со скрытым несогласием на различные горизонты бальджуанской серии. Кроме того, бабатагская свита залегает со скрытым и угловым несогласиями на различные горизонты кафирниганской свиты и бальджуанскую серию (рис. 1, 2).

Мадиян-Булакская антиклиналь располагается к западу от Сулдузской антиклинали. Складка имеет север-северо-восточное простирание. Длина складки превышает 8 км, а ширина по выходам бухарских слоев — от 0,5 до 3 км. Она располагается кулисообразно к Бабатагской антиклинали и представляет собой асимметричную брахиантиклиналь с крутым, а на севере опрокинутым восточным крылом (80—90°) и сравнительно пологим западным крылом (60—70°). Сводовая часть антиклинали сложена коньякским, сантонским, кампан-маастрихтским ярусами, акджарскими и бухарскими слоями. Свод антиклинали осложнен на севере тремя и на юге — двумя флексурами, расположенными кулисообразно.

разно и параллельно друг к другу. Углы падения на крыльях флексур не превышают 30—35°.

На восточном крыле обнажены бухарские слои. Они имеют углы падения 70—90°, а на севере опрокинуты до 80°. Бухарские слои сильно размыты и на них с угловым несогласием залегает бабатагская свита неогена. Углы падения бабатагской свиты достигают 60—85°. Нижний угол несогласия равен 10—15°, а верхний — 20—25°. Поверхность несогласия поставлена на «голову» или имеет угол падения 80—85°.

На западном крыле обнажены морские палеогеновые отложения и частично бальджуанская серия неогена. Углы падения этих отложений не превышают 45—60°. На различные горизонты и свиты палеогена и бальджуанской серии с угловым несогласием залегает кафирниганская или бабатагская свиты. Углы падения в этих свитах постепенно с 45—35° уменьшаются к мульде синклинали до 10—6°. Угловое несогласие здесь значительно меньше и не превышает 10—15°, а поверхность несогласия падает на запад на 5° меньше, чем палеогеновые отложения.

Южная периклиналь Мадан-Булакской антиклинали с угловым несогласием перекрыта кафирниганской и бабатагской свитами неогена. Кафирниганская свита обнажена только в глубоком Нейзабулакском овраге и залегает с угловым несогласием на бухарских слоях палеогена. Элементы углового несогласия аналогичны вышеописанным. Бабатагская свита облекает южную периклиналь и дает складку покрова с углами падения крыльев 30—35°, а затем углы быстро выполаживаются до 10—6°. Необходимо отметить, что в кафирниганской и бабатагской свитах большие углы падения приурочены к нижележащим пластам, чем моложе отложения этих свит, тем они слабее дислоцированы. К сводам флексур Маданбулакской антиклинали приурочены незначительные разрывы типа сбросов. Амплитуда смещения по сбрасывателю не превышает 40—50 м и к югу, они затухают.

Туюн-Тауская антиклиналь располагается кулисообразно и к югу от Сулдузской и Мадан-Булакской антиклиналей. В пределах района она выражена северной периклиной и сложена палеогеновыми отложениями и бальджуанской серией неогена. Углы падения на крыльях не превышают 25—40° и только на западном крыле, где обнажены кафирниганская и бабатагская свиты неогена, углы падения доходят до 45° и к мульде синклинали выполаживаются до 6°.

Туюн-Таускую и Сулдузскую антиклинали разделяет Кашкарчинская синклинали, мульда которой сложена бальджуанской серией и бабатагской свитой неогена, которая имеет углы 15—25° и залегает с угловыми несогласиями на бальджуанской серии.

Анализ геологического строения района показывает, что в течении мелового и почти всего палеогенового времени на территории района происходило формирование морских и лагунных отложений. Это был первый период истории геологического развития района, для которого характерны устойчивые колебательные движения, происходившие на фоне общего прогибания района. По мнению большинства исследователей (В. П. Петрушевский, Н. А. Шатский). Таджикская депрессия претерпела в это время эпиплатформенные условия развития.

С верхнего олигоцена начинается новый олигоцен-четвертичный период геологического развития структур района, для которого характерны все виды тектонических движений и устойчивый континентальный режим седиментации. На фоне общего поднятия района интенсивно развиваются складчатые, колебательные и разрывные тектонические движения и одновременно происходит накопление красноцветных континентальных отложений. Поднятия-антиклинали получают отчетливую вы-

раженность в рельефе, во впадинах синклиналях формируется новый орогенный комплекс отложений, в корне отличающийся от нижележащего эпиплатформенного комплекса. Главнейшие особенности орогенических олигоцен-неогеновых отложений — это отчетливое изменение мощностей и состава в связи с положением их в современных структурах. Мощность красноцветных континентальных отложений достигает в синклиналях и на пологих крыльях антиклиналей в пределах района 1640 м, а за пределами района — 3500 м (см. рис. 1).

Поднятия — антиклинали (Сулдузская, Мадриан-Булакская) интенсивно размывались, а в присводовых частях отлагались маломощные континентальные отложения, которые несут следы сингенетичной и эпигенетичной денудации и имеют локальные и скрытые угловые несогласия. Состав осадков у сводов антиклиналей грубый и представлен фациями горных склонов (пролювий, делювий) и состоит из местных палеогеновых известняков.

В орогенном комплексе олигоцен-неогеновых отложений происходит закономерное и постепенное увеличение крупности обломочного материала снизу вверх. В нижней части олигоцен-неогеновых отложений развиты речные и лагунные фации, в средней части — речные и золотые фации и в верхней — пролювиальные и делювиальные конгломераты. Такое распределение обломочного материала обязано все усиливающемуся со времени поднятию района и разрастанию антиклинали за счет синклиналей.

Анализ всех особенностей геологического строения района приводит нас к выводу, что Сулдузская, Мадриан-Булакская и Туюн-Тауская антиклинали сформированы конседиментационными складчатými движениями в течение верхнего олигодена-неогена и четвертичного времени. Исходя из условий формирования и залегания олигоцен-неогеновых континентальных отложений, в орогенном периоде выделяются два крупных этапа (П. К. Чихачев, 1941) или длительные фазы конседиментационной складчатости.

Бальджуанский этап (верхний олигоцен-средний миоцен) характеризуется тем, что на всей площади района происходит коренная структурная перестройка. Район из области интенсивного прогибания превращается в область поднятия и интенсивного накопления красноцветных континентальных отложений (бальджуанская серия) и начинаются слабые конседиментационные складчатые движения. Анализ мощностей бальджуанской серии и ее свит свидетельствует о том, что мощности всех свит бальджуанской серии сокращаются к сводам антиклиналей в конце бальджуанского этапа она частично или полностью подвергается денудации как со сводов антиклиналей, так и с прилегающих к нему участков (см. рис. 1). В конце этапа Сулдузская и Мадриан-Булакская антиклинали размываются в сводах до бухарских слоев и район превращается в низкогорную складчатую область.

Бактрийский этап (средний миоцен-антропоген) отличается от бальджуанского интенсивностью складчатых движений. Если присводовые части антиклиналей были дислоцированы в бальджуанском этапе до $10-25^\circ$, то дислокация этих участков в бактрийском этапе достигает $60-70^\circ$ и более.

Начало бактрийского этапа хорошо устанавливается по несогласному (скрытое и угловое) залеганию бактрийской серии на различные горизонты свиты и слои бальджуанской серии и морского палеогена. Причем, бактрийская серия залегает с угловым и скрытым несогласием различными своими горизонтами. Подошва несогласного покрова моложе у сводов антиклиналей и древнее на крутых крыльях антиклиналей.

В мульдах синклиналей и на пологих крыльях несогласный покров бактрийской серии имеет большую мощность и ее подошва представлена более древней свитой или пачкой.

Бактрийский этап отличается от бальджуанского этапа также тем, что в формировании континентальных красноцветных отложений принимают участие не только внешние источники сноса (Гиссарский хребет), как это было в бальджуанском этапе, а также и свои местные поднятия — Сулдузская и Мадиян-Булакская антиклинали. Обломочный материал, поступавший с Гиссарского хребта, представлен аллювиальными песчаниками. Они развиты только в мульдах синклиналей и на периклиналях антиклиналей.

Начиная с бабатарского времени, поступления обломочного материала в синклинальные прогибы происходит в основном в местных поднятиях (хребты Сулдуз, Мадиян-Булак, Баба-Таг). В это время своды антиклиналей интенсивно денудированы и на их крыльях и синклиналях формируются делювиально-пролювиальные глины, алевролиты, песчаники и конгломераты. Обломочный материал дифференцируется по направлению от местных источников сноса. Чем ближе к антиклиналям и выше по разрезу, тем крупнее обломочный материал, а в мульдах синклиналей накапливаются мелкоземистые породы. Обращая внимание на мощности бактрийской серии, мы видим, что они постепенно увеличиваются к мульдам синклиналей и сокращаются к сводам антиклиналей. Особенно характерным является то, что чем древнее пласт бактрийской серии, тем сильнее он дислоцирован. Это хорошо видно по несогласному залеганию. Как правило, вышележащий пласт или пачка мощностью до 50—100 м дислоцированы слабее на 5—10°.

Наличие угловых и скрытых несогласий, изменение источников сноса и фациального состава свит, дифференциация обломочного материала, уменьшение мощностей к сводам антиклиналей и особенности дислокации бактрийской серии свидетельствуют о том, что в бактрийском этапе интенсивно проявились конседиментационные складчатые движения и была сформирована современная структура района.

В заключение необходимо отметить, что структуры района являются перспективными для постановки на них поисково-разведочного бурения на нефть и газ из меловых и юрских отложений. Ввиду того, что Сулдузская и Мадиян-Булакская антиклинали имеют сравнительно небольшие размеры и их своды осложнены крупными флексурами, полагаем, что постановку на них поисково-разведочного бурения на меловую нефть и газ необходимо отложить на некоторое время и считать их объектами второй очереди. Туюн-Тауская антиклиналь является весьма крупной и вполне может быть рекомендована для поисков меловой — юрской нефти и газа по аналогии с соседней Арыктауской антиклиналью.

М. Л. Белеловский

ОБ ОДНОЙ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛОТНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ВПАДИНЫ

В практике интерпретации гравиметрических данных нередко случаи, когда изучению подлежат аномалии, обусловленные рельефом глубоко залегающих границ (например, поверхности подсолевых отложений). В этих случаях влияние вышележащей толщи пород приходится исключать из наблюдаемого поля, что целесообразно делать, используя средневзвешенные плотности данной толщи. Это значительно ускоряет процесс интерпретации.

Особый интерес представляет расчет средневзвешенной плотности всей надбухарской толщи, так как, во-первых, эта толща по литологии и плотности наиболее дифференцирована среди осадочных пород, во-вторых, имеется больше сведений о ее мощности, поскольку гипсометрия кровли бухарских слоев изучена лучше других горизонтов осадочного покрова. Для расчетов удалось использовать 38 плотностных разрезов надбухарских отложений, в том числе 12 по керну скважин и 26 — по образцам из естественных обнажений.* Величины средневзвешенной плотности $G'_{нб}$ надбухарской толщи (без Q) вычислены с учетом поправки на высыхание образцов. Изменение плотности с глубиной на первом этапе наших исследований не учитывалось.

При нанесении результатов измерения плотности на план (см. рис. 1) на небольшой части территории обнаружилась относительная стабильность средневзвешенной плотности $G'_{нб}$ надбухарской толщи по сравнению со средневзвешенной плотностью отдельных стратиграфических горизонтов.

Прежде чем дать геологическое истолкование указанному явлению, была исследована зависимость средневзвешенной плотности $G'_{нб}$ от мощности $m_{нб}$ надбухарской толщи (без Q).

Оказалось, что такая связь существует и выражена достаточно четко (рис. 2). Точки на графике образуют две совокупности, меньшая из которых представлена разрезами Кулябской зоны и ее горного обрамления (Джелантау, Сарыхасор, Хирманжоу, Нуранч, Кутурган) а большая — разрезами остальной территории Афгано-Таджикской впадины.

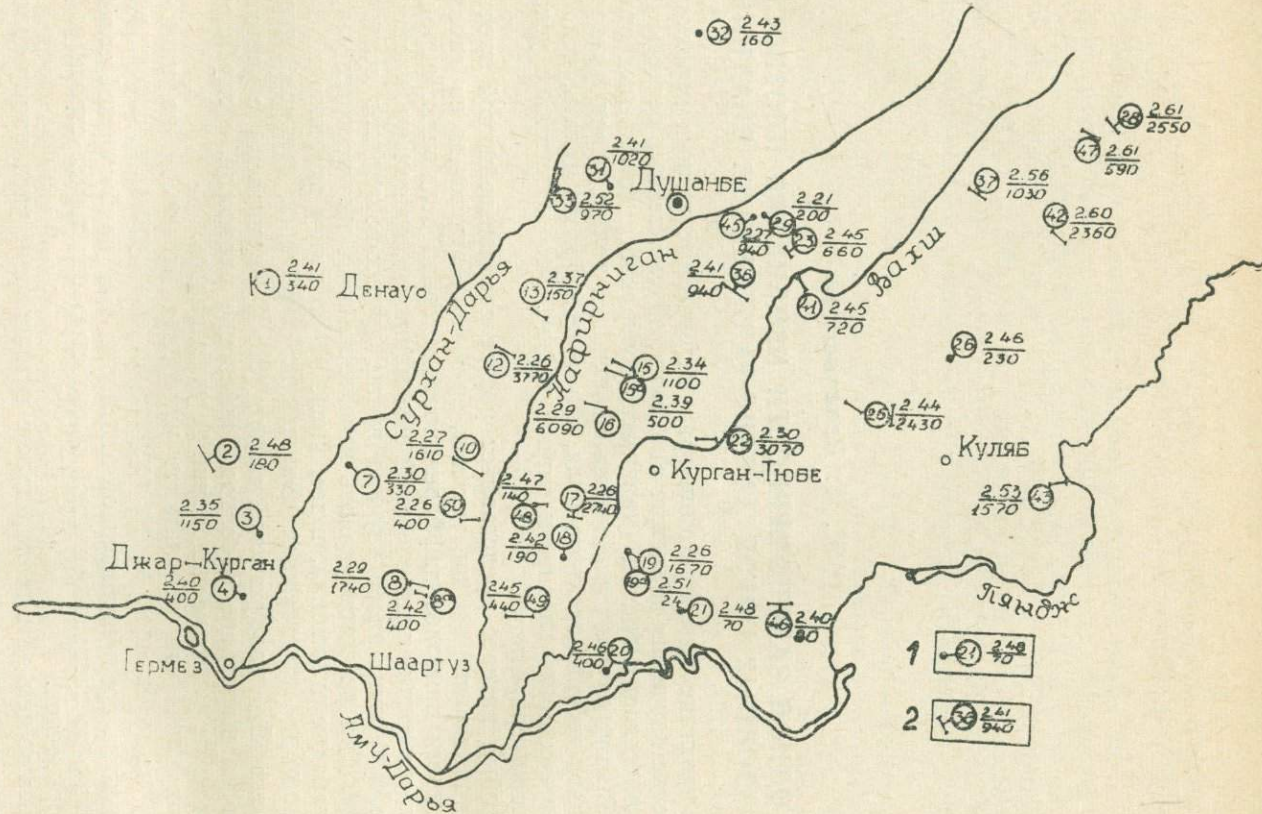
* Расчеты выполнены по материалам М. П. Архипова, Н. М. Валлерштейн, Л. Н. Гамова, С. И. Дембицкого, В. А. Ксенофонтова, Н. И. Нефедовой, А. В. Пенкова, Т. Д. Филина и др. В надбухарскую толщу не включены четвертичные отложения (Q) из-за отсутствия сведений об их плотности и мощности. Статья публикуется в порядке обсуждения.

** G — здесь и далее это сигма.

Рис. 1. Схема расположения разрезов надбухарских отложений, охарактеризованных измерениями плотностных свойств в пределах советской части Афгано-Таджикской впадины. 1 — местоположение изученного разреза по скважинам; 2 — то же, в естественных обнажениях. В кружке — номер разреза, в числителе — средневзвешенная плотность надбухарской толщи (без Q), в знаменателе — мощность этой же толщи.

Изученные разрезы Афгано-Таджикской впадины (без Кулябской зоны): 1 — Байсун; 2 — Ширабад — Сарыкамышская гряда; 3 — Хаудаг; 4 — Ужкызыл; 5 — Джаиран-Хана; 6 — Кокайты; 7 — Ляль-Микар; 8, 8а — Туунтау; 9 — Арыктау (Бешкент); 10 — Бабатаг; 11 — Бибичека; 12 — Аргамчи; 13 — Каракуз; 14 — Даганакиик; 15, 15а — Аксу; 16, 16а — Танджина; 17 — Аруктау; 18 — Гарауты; 19, 19а — Кызыл-Тумшук; 20 — Кара-Дум; 21 — Кичик-Бель; 22 — Табакчи; 23 — Чормазак; 26 — Пушион; 28 — Хин; гоу; 29 — Андыген; 31 — Шамбары; 32 — Зидды; 33 — Ширкент; 36 — Нарын; 41 — Каратау; 42 — Яхсу; 45 — Орджоникидзебад; 46 — Тереклитау; 48 — Актау; 49 — Ходжаказан.

Изученные разрезы Кулябской зоны и ее горного обрамления: 25 — Джеланытау; 37 — Сарыхасор; 43 — Хирманжоу; 47 — Нуранч; 60 — Кутурган.



Для меньшей совокупности очевидна тесная линейная корреляционная связь, коэффициент корреляции близок к минус 1, уравнение регрессии имеет вид

$$G'_{нб} = 2,66 - 0,99 \cdot m'_{нб} \dots \quad (1)$$

Среднеквадратическое отклонение величины $G'_{нб}$ от среднего составляет $\pm 0,01 \text{ г/см}^3$.

Большая совокупность точек могла бы, строго говоря, быть аппроксимирована кривой второго порядка, однако для простоты было получено следующее линейное уравнение регрессии:

$$G'_{нб} = 2,448 - 0,064 \cdot m'_{нб} \quad (2)$$

Коэффициент корреляции равен $-0,76$, что указывает на достаточно тесную корреляционную связь. Среднеквадратическое отклонение величины $G'_{нб}$ от среднего составляет $\pm 0,05 \text{ г/см}^3$.

Угловые коэффициенты в обоих уравнениях различаются не очень существенно, а свободные члены — более чем на $0,2 \text{ г/см}^3$. Это свидетельствует о том, что Кулябская зона, как наиболее тектонически напряженная во всей депрессии, характеризуется значительно более высокой (порядка на 0,2) плотностью осадочных отложений, в данном случае — надбухарской толщи.

Автору были высказаны сомнения в правомочности выявления подобных зависимостей на том основании, что одни и те же величины (в данном случае мощности стратиграфических горизонтов) используются при расчете сравниваемых величин $G_{нб}$ и $m_{нб}$. На первый взгляд может показаться, что зависимость между величинами $G_{нб}$ и $m_{нб}$ заложена уже при их вычислении, следовательно, нет смысла эту зависимость выявлять. Однако, это не так. Чтобы в этом убедиться, зададимся некоторой мощностью m_i элементарного слоя, такой, чтобы мощности всех стратиграфических горизонтов, из которых складывается надбухарская толща, были кратны величине m_i , то есть $m_i = k_i \cdot \Delta h$, где k_i — некоторое целое число.

Тогда

$$\begin{aligned} G_{нб} &= \frac{G_1 m_1 + G_2 m_2 + \dots + G_n m_n}{m_1 + m_2 + \dots + m_n} = \frac{G_1 k_1 \Delta h + G_2 k_2 \Delta h + \dots + G_n k_n \Delta h}{(k_1 + k_2 + \dots + k_n) \Delta h} = \\ &= \frac{G_1 k_1 + G_2 k_2 + \dots + G_n k_n}{k_1 + k_2 + \dots + k_n} \quad (3) \end{aligned}$$

В выражении (3) величина k_i есть ни что иное, как весовая функция, а средневзвешенная плотность $G_{нб}$, как мы видим, не зависит от мощности Δh элементарного слоя, следовательно, и от мощности $m_{нб}$ надбухарской толщи, что и требовалось доказать.

Чтобы сведения о плотностях могли быть использованы при количественной интерпретации гравитационных аномалий, необходимо получить представление о распределении плотностей пород в их естественном залегании, для чего имеющиеся данные о плотностях должны быть скорректированы с учетом уплотнения пород с глубиной. С этой целью, ввиду отсутствия сведений о характере изменения плотности пород с глубиной в исследуемом районе, мы воспользовались известными палетками М. Л. Озерской, основанными на большом фактическом материале по другим регионам. В результате были получены новые совокупности точек, для которых были составлены уравнения регрессии (6 на рис. 2), отражающие корреляционную зависимость средневзвешенной плотности надбухарской толщи (без Q) от глубины залегания ее подошвы.

Для Афгано-Таджикской впадины (без Кулябской зоны) уравнение регрессии имеет вид:

$$G'_{нб}(h) = 2,46 + 0,04 \cdot h \quad (4)$$

Коэффициент корреляции равен 0,94, среднее квадратическое отклонение составляет $\pm 0,05 \text{ г/см}^3$. Следовательно, учет уплотнения пород с глубиной изменил характер связи между коррелируемыми величинами: корреляция стала положительной, а теснота связи значительно возросла.

Для Кулябской зоны и ее горного обрамления уравнение регрессии имеет вид:

$$G'_{нб}(h) = 2,639 + 0,04 \cdot h \quad (5)$$

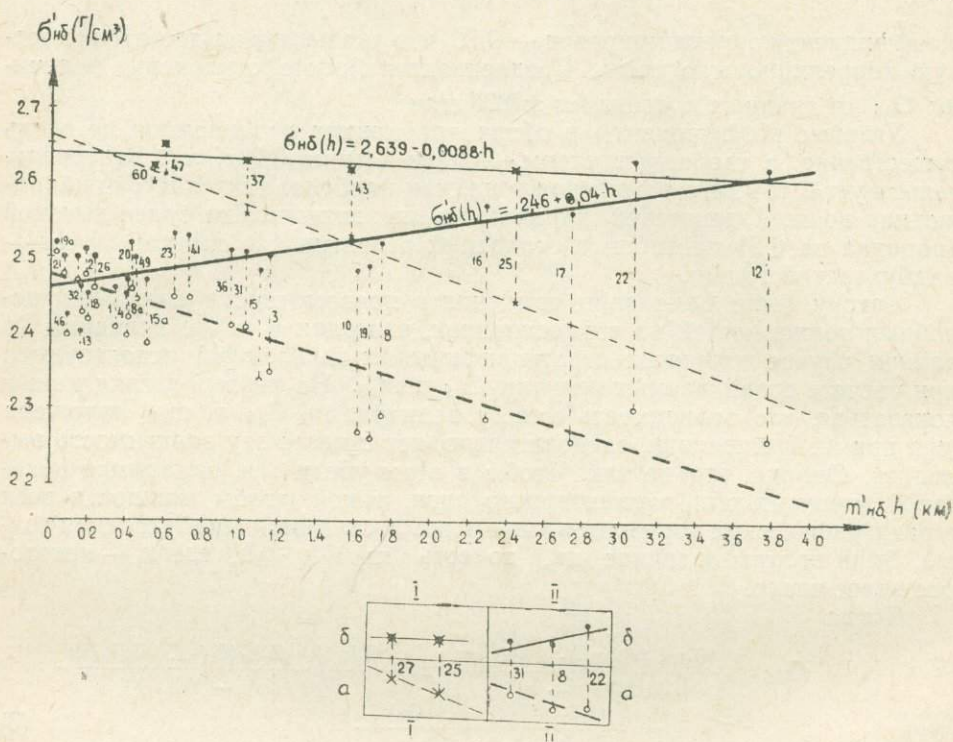


Рис. 2. Графики корреляционной зависимости — для Кулябской зоны и её горного обрамления (I) и для остальной территории Афгано-Таджикской впадины (II) — средневзвешенной плотности $G'_{нб}$ надбухарской толщи (без четвертичных отложений): от ее мощности $m_{нб}$ без учета уплотнения пород с глубиной (а) и от глубины h залегания её подошвы, с учетом уплотнения пород с глубиной (б). Составил М. Л. Белеловский (1966) по материалам М. П. Архипова, Н. М. Валлерштейн, Л. Н. Гамова, С. И. Дембицкого, В. А. Пенькова, Т. Д. Филина и др. с использованием палеток М. Л. Озерской для учета уплотнения пород с глубиной.

Коэффициент корреляции равен минус 0,99, а среднее квадратическое отклонение составляет $\pm 0,013 \text{ г/см}^3$. Следовательно, для Кулябской зоны введение поправки за уплотнение пород с глубиной отразилось на характере корреляционной связи в меньшей степени, чем для остальной территории Афгано-Таджикской впадины. Это объясняется тем, что осадочные породы Кулябской зоны в значительной мере уплотнены на поверхности, имеют меньшую пористость, поэтому роль геостатической нагрузки здесь не так велика.

На участках, где отсутствуют четвертичные отложения, плотность надбухарской толщи может быть получена непосредственно из уравнений (4) и (5) или соответствующих им графиков. Там же, где четвертичные отложения имеются, величина средневзвешенной плотности надбухарской толщи должна быть соответственно скорректирована. Если плотность четвертичных отложений на данной конкретной площади не измерялась, то ее величину можно без всякого ущерба для точности принять по аналогии с другими участками. По имеющимся ограниченными сведениям (данные С. И. Дембицкого, А. И. Куимова, Ю. В. Антонова и др.) плотность четвертичных пород варьирует в пределах $1,8-2,2 \text{ г/см}^3$.

Итак, предложенные графики зависимости позволяют достаточно быстро определить величину средневзвешенной плотности надбухарской толщи. Их использование целесообразно во всех случаях, когда нас может удовлетворить приведенная точность их расчета. Особенно эффективно применение этих графиков для приближенной количественной интерпретации гравитационных аномалий. Для производства более точных расчетов по гравиметрии необходима постановка детальных исследований плотностных свойств, подобно тем, что проводятся на участке Ходжаказиан-Кызимчек-Бурютау Южной геофизической экспедицией.

А. В. Готгильф, В. Н. Афанасьева

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ДУШАНБИНСКОГО ГАЗОНЕФТЕНОСНОГО РАЙОНА

В настоящее время Душанбинский прогиб является единственным районом Таджикской депрессии (северной части Афгано-Таджикской впадины), где диапазон доказанной промышленной газонефтеносности охватывает отложения от юры до палеогена. Поэтому изучение его геологических, гидрогеологических и геохимических особенностей имеет определенное значение для познания перспектив газонефтеносности всей Таджикской депрессии, где нижняя часть разреза мезозоя еще не вскрыта и не изучена.

Изучением химического состава термальных вод Душанбинского прогиба (бассейна) занимались Б. А. Бедер, Л. С. Балашов, А. П. Костюченко, В. Крат, Я. Я. Сердюк, Н. М. Чуршина, В. С. Самарина, К. И. Потапова, С. Талипов, А. В. Готгильф, В. Н. Афанасьева и др. Наиболее полная сводка по гидрохимии вод мезо-кайнозоя Душанбинского бассейна принадлежит Н. М. Чуршиной (1965). В ее работе подробно рассмотрены ресурсы лечебных сероводородных вод и приведено сравнение с другими районами Советского Союза.

Целью данной статьи является освещение гидрогеологии Душанбинского района в связи с его газонефтеносностью в свете последних данных.

Душанбинский артезианский бассейн представляет собой довольно крупный синклинальный прогиб с горным обрамлением, в котором обнажаются слагающие чехол породы мезо- и кайнозоя. Эти обнажения в условиях развитой речной сети и повышенного по сравнению с югом количества атмосферных осадков являются благоприятными «окнами» для внедрения поверхностных вод. Неоген-четвертичный покров некоторых структур (Шаамбары, Комсомольская) в значительной мере вскрыт долинами рек (Ханака, Лючоб, Варзоб), на других структурах (Андыген) денудацией вскрыты породы вплоть до палеогена. Это создает дополнительные условия для инфильтрации поверхностных вод на самих структурах. Таким образом Душанбинский бассейн является районом высоких потенциальных возможностей для всех видов глубокого внедрения поверхностных вод. Процессы смешения «первичных» вод, образовавшихся в процессе формирования осадочного чехла с поверхностными определяют своеобразный гидрохимический и гидродинамический облик данного района. Целесообразно гидрогеологическую характеристику рассмотреть по трем основным пунктам: гидрохимия, гидродинамика и растворенные газы.

Гидрохимия пластовых вод. Выделенные в интервале от эоцена до юры 22 проницаемых продуктивных газонефтеносных горизонта являются по существу и основными водоносными горизонтами. К ним нужно прибавить еще толщу неогена плюс в. палеогена, которую можно рассматривать как единый мощный водоносный горизонт. Разрез мезо- и кайнозоя вскрыт до юры включительно на структурах Шаамбары, Комсомольская, Андыген и Гумбулак. Поскольку гидрохимические условия этих структур (месторождений) различаются, мы рассмотрим их раздельно.

Воды месторождения Андыген наиболее подробно охарактеризованы в интервале от юры до сеномана, и по составу растворенных солей подразделяются на четыре комплекса: юрский, 1-й нижнемеловой (готерив-баррем), 2-й нижнемеловой (апт-альб) и сеноманский.

Воды юрского комплекса сравнительно мало минерализованы (19 г/л) и принадлежат по классификации Сулина к хлоркальциевому типу, хлоридной группе, натриевой подгруппе. Их отличительной чертой является низкий коэффициент $\frac{Na}{Cl}$, равный в среднем 0,53, что свидетельствует о высокой метаморфизации с низкой минерализацией и говорит о влиянии гипергенного разбавления, «первичных» высокоминерализованных вод. Относительно низкое хлор-бромное отношение ($\frac{Cl}{Br} = 160$) также говорит в пользу седиментационного происхождения первичной составляющей.

Воды следующих трех комплексов (1-го и 2-го нижнемеловых и сеноманского) различаются, в основном, по степени минерализации (соответственно: 50, 25 и 45 г/л), а по процент-эквивалентному составу и отношению натрия к хлору они почти идентичны. Отношения хлора к бром для этих комплексов соответственно равны 280, 248 и 224. Таким образом в интервале юра-в. мел на структуре Андыген можно выделить два генетических гидрохимических этажа: юрский и меловой. Хотя воды обеих этажей принадлежат к одной и той же группе и подгруппе хлоркальциевого типа, но сильно отличаются по значению натрий-хлорного отношения и следовательно степени минерализации. Пластовые воды палеоцена месторождения Андыген имеют низкую минерализацию (3,7 г/л) и принадлежат к сульфатно-натриевому типу, характерному для поверхностных вод. В их составе незаметно влияния «первичной» составляющей.

Таблица 1

Средний состав вод месторождения Андыген

Комплекс	Формула Курлова	В мг/л		$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{Cl}{Br}$	Тип по Сулину	Группа	Подгруппа
		J	Br					
Юрский	$M_{19 \cdot 4} \frac{Cl_{90 \cdot 4}}{Na_{48} Ca_{38} M_{14}}$	2	40	0.53	260	Хл. кальц.	хлорид.	натриев.
Готеривский	$M_{50 \cdot 4} \frac{Cl_{94 \cdot 6}}{Na_{80} Ca_{14} Mg_6}$	3.3	100	0.85	250	«	«	«
Апт-альб	$M_{24 \cdot 5} \frac{Cl_{97}}{Na_{87} Ca_8 Mg_6}$	2.9	57	0.20	248	«	»	»
Сеноман-турон	$M_{45 \cdot 1} \frac{Cl_{100}}{Na_{89} Ca_{12} Mg_8}$	2.3	107	0.87	224	»	«	»

На структуре южный Гумбулак, примыкающей с востока к месторождению Андыген, вскрыты пластовые воды юры и мела. Максимальная минерализация их не превышает 12 г/л, а минимальная доходит до 2 г/л. Тип вод по В. А. Сулину, как в меловых так и в юрских отложениях, сульфатно-натриевый, но тем не менее процент-эквивалентный состав имеет различия за счет повышения относительного содержания карбонат и бикарбонат-иона в юрских водах.

Таким образом, в гидрохимическом разрезе площади Гумбулак выделяется два основных интервала — юрский и меловой.

На площади **Орджоникидзеабад**, являющейся западной периклиналью структуры Андыген, отделенной от нее разрывным нарушением, вскрыты пластовые воды от сенона до юры. Минерализация их 0,954 г/л, тип сульфатно-натриевый. Однако наличие Вг, I и относительно низкое значение хлор-бромного коэффициента (380,5) указывает на влияние «первичной» седиментационной составляющей.

Таблица 2

Средний состав вод структуры Гумбулак

Возраст горизон-тов	Формула Курлова	В мг/л		rNa/rCl	Cl/Br	по В. А. Сулину		
		J	Br			тип	группа	под-группа
Юра	$M_{11} \frac{SO_{5,3}^{\cdot}}{Na_{72} Ca_{21}}$	—	19,9	1,9	352	сульфатно-натр.	сульфатная	натриевая
Н. мел.	$M_{11} \frac{SO_{7,0}^{\cdot}}{Na_{88} Ca_{11}}$	—	2,7	3,03	—	«	«	«
	$M_{2,2} \frac{SO_{5,6}^{\cdot}}{Na_{97} Ca_{1,3}}$	—	—	4,6	—	«	«	«

Таблица 3

Анализ пластовой воды площади Орджоникидзеабад

Возраст	Формула Курлова	В мг/л		rNa/rCl	Cl/Br	По В. А. Сулину		
		J	Br			тип	Группа	под-группа
В. юра-сенон	$M_{10} \frac{SO_{4,6} Cl_{41}}{Na_{54} Ca_{35}}$	—	1,9	1,35	380	Сульфатно-натриевая	Сульфатная	Натриевая

Гидрохимическое положение месторождения Андыген среди непосредственно прилегающих площадей указывает, что оно в наименьшей степени подвергалось разрушающему влиянию низкоминерализованных инфильтрационных вод и представляет собой своеобразный гидрохимический остров.

Гидрохимический разрез месторождения **Комсомольское** полнее такового по Андыгену, потому что он охарактеризован до неогена включительно. Недостатком является отсутствие анализов вод по готерив-барремским отложениям.

Юрские отложения по месторождению вскрыты во многих скважинах, но анализ имеется лишь в скв. № 180, где вода получена из интервала на 60 м ниже кровли юры.

Анализ воды из юрских отложений месторождения Комсомольское

Возраст гориз.	Формула Курлова	В мг/л		$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{Cl}{Br}$	По В. А. Сулину		
		J	Br			тип	группа	под-группа
Келло-вей	$M_{269} \frac{Cl_{199.7}}{Na_{43} Ca_{11} Mg_{14}}$	не опр.		400	0.43	Хлор-кальциев.	Хлоридная	Натриевая

На данный момент эта вода имеет максимальную известную минерализацию для отложений мезо- и кайнозоя Гиссарского прогиба. Но несмотря на такое высокое содержание растворенных солей ее процент-эквивалентный состав мало отличается от такового для вод юрских отложений месторождений Андыген (см. выше).

Этот факт подтверждает предположение о том, что на месторождении Андыген произошло разбавление первичных высокоминерализованных и высокометаморфизованных юрских вод пресной составляющей. Высокое содержание кальция в пластовых водах юры приближает их к хлоридно-кальциевым водам (по преобладающим аниону и катиону) часто встречающимся в юрских отложениях Восточной Туркмении (Байрам-Али, Керки, Майская). Однако следует отметить то обстоятельство, что там они встречаются в районах, где соляно-гипсовая гаурдакская свита имеет большую мощность, а там, где она выклинивается (западный Узбекистан Бухаро-Каршинский вал), юрские воды не отличаются столь большим содержанием кальция.

Отложения нижнего мела до баррема на месторождении Комсомольское гидрохимически не охарактеризованы, апт-альбские горизонты объединяются также, как и на месторождении Андыген в единый гидрохимический комплекс. Минерализация апт-альбских вод меняется от 3 до 35 г/л; а типы вод от сульфатно-натриевого и гидрокарбонатно-натриевого до хлор-магниевых и хлоркальциевых.

Таблица 5

Сравнение анализов вод Андыген и Комсомольское

Площадь	Возраст	Формула Куллова	В мг/л		$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{Cl}{Br}$	По В. А. Сулину
			J	Br			
Андыген	Готерив-баррем	$M_{50.4} \frac{Cl_{194.6}}{Na_{80} Ca_{14}}$	3.3	100	0.85	290	Хлор-кальциев.
Андыген	Апт-альб	$M_{24.5} \frac{Cl_{197}}{Na_{87} Ca_8}$	2.9	57	0.90	248	Хлор-кальц.
Комсомольское, Скв. 89, 1925—1507	Апт	$M_{34.6} \frac{Cl_{195}}{Na_{82} Ca_{13}}$	1.4	57	0.86	204	»

Полоса низкоминерализованных вод тянется от скважины № 90 до № 89 вдоль осевой части структуры. Некоторые анализы вод хлоркальциевого типа с минерализацией до 35 г/л обнаруживают большое сходство процент-эквивалентного состава с таковым для апт-альбских и готеривских отложений площади Андыген. Это указывает на то, что ус-

ловия формирования «первичных» вод для обеих структур были сходными.

Низкоминерализованные воды апт-альба месторождения Комсомольское принадлежат к сульфатно-натриевому и гидрокарбонатно-натриевому типам, их характерной чертой является низкое абсолютное и относительное содержание кальция и магния.

Над апт-альбским гидрохимическим комплексом пластовых вод залегает комплекс высокоминерализованных и высокометаморфизованных вод горизонтов сеномана и турона. Низкий коэффициент Na/Cl малое относительное и абсолютное содержание сульфатов и карбонатов, высокая концентрация брома до 500 мг/л указывает на то, что эти воды несмотря на общие условия благоприятствующие инфильтрации, почти не подвергались разбавлению. Относительно низкая проницаемость горизонтов турона и сеномана обеспечила сохранение их первичного состава. Наличие комплекса этих вод обуславливает исключительно резкую гидрохимическую инверсию в разрезе месторождения.

При переходе к отложениям сенона минерализация пластовых вод резко уменьшается в 3—4 раза по сравнению с сеноман-туронскими, но процент-эквивалентный состав изменяется сравнительно мало. Воды сохраняют хлор-кальциевый тип, пропорционально минерализации уменьшается содержание брома и иода.

Состав вод сенона и карбонатных горизонтов палеогена в сущности одинаков и они объединяются в единый гидрохимический комплекс. Повышенные концентрации аммония являются характерной чертой вод этого комплекса на месторождении Комсомольское. В скважине № 90, расположенной в пределах контура газоносности, концентрация аммония достигает 510 мг/л, в других скважинах она снижается до 50 мг/л. Таким образом образуется картина резкого возрастания концентрации аммония к контуру газоносности.

Кроме вод средней минерализации хлор-кальциевого типа в отложениях палеоцена и сенона месторождения Комсомольское имеется и слабoминерализованная разновидность вод сульфатно-натриевого типа с минерализацией 8,2 г/л и натрий-хлорным коэффициентом равным 1,25. В плане слабoминерализованные воды сенон-палеоцена располагаются узкой полосой по сти параллельно осевой линии структуры (скв. №№ 81, 82, 87).

В распределении слабо- и среднеминерализованных вод палеоцена и сенона наблюдается гипсометрическая инверсия: например, в скв. № 83 высокоминерализованные воды залегают почти на 100 м. выше, чем слабoминерализованные в скв. № 81. Наличие инверсии, большого градиента концентрацией аммония свидетельствуют в пользу преобладания процессов нарушения равновесия над процессами его восстановления.

Пластовые воды эоцена изучены менее, чем меловые и палеоценовые. Результаты их исследования по скв. № 84 и 81 показывают, что это сравнительно мало-минерализованные (12—14 г/л) воды хлор-кальциевого и хлор-магниевого типов, с натрий-хлорным коэффициентом порядка 0,77—0,88 и низким хлор-бромным отношением (211—241). Относительное содержание сульфат-иона ниже, чем в водах сенон-палеоценового комплекса почти в два раза. Обычно хлор-магний тип является переходным от хлор-кальциевого к сульфатно-натриевому при разбавлении хлор-кальциевых вод по своему процент-эквивалентному составу, по минерализации. По относительному содержанию сульфатов, по хлор-бромному коэффициенту, воды эоцена занимают промежуточное положение между слабо- и среднеминерализованными разностями сенон-палеоценовых вод.

Воды отложений миоцена — олигоцена принадлежат к сульфатно-натриевому и гидрокарбонатно-натриевому типам и не имеют надежной перемычки с водами эоцена.

Нужно отметить, что неогеновые воды имеют весьма большое сходство с альбскими.

Таблица 6

Сравнение неогеновых вод с альбскими на месторождении Комсомольское

Скважина	Интервал возраст	Формула Курлова	В мг/л		rNa/rCl	Cl/Bг	Тип
			J	Br			
№ 84	200—170 неоген + палеоген	$M_{18} \frac{Cl_{72} SO_{28}^4}{Na_{80} Ca_{12}}$	сл.	32	1.1	288	Сульфатн. натр.
№ 87	310 Неоген + палеоген	$M_{18} \frac{Cl_{53} SO_{17}^4}{Na_{96} Ca_4}$	нет	1.0	1.82		Гидрокарбонат.—натр.
№ 87	331—1317 альб	$M_{17} \frac{Cl_{68} CO_{30}^4}{Na_{92} Ca_4}$	0.9	32	1.3	225	Сульфатн. натр.
№ 87	1428—1410 альб	$M_{10} \frac{Cl_{50} SO_{13}^4}{Na_{97} Ca_{16}}$	нет	11	1.92		гидрокарбонат. натр.

Идентичность химического состава говорит в пользу гидравлической связи между водоносными горизонтами.

Итак, на месторождении Комсомольское наиболее четко выделяются: юрский и сеноман-туронский гидрохимические комплексы высокоминерализованных и высокометаморфизованных вод, сохранивших свой первичный облик. Воды апт-альба, сенона-палеоэоцена, эоцена и олигоцен-миоцена претерпели значительное влияние инфильтрации поверхностных вод.

Таблица 7

Средние составы пластовых вод месторождения Комсомольское

Возраст	Формула Курлова	В мг/л		rNa/rCl	Cl/Bг	Тип по В. А. Сулину
		J	Br			
Юра	$M_{269} \frac{Cl_{99.7}}{Na_{43} Ca_{41} Mg_{14}}$	He опр.		0.43		Хлоркальциевый
Апт-альб	$M_{35} \frac{Cl_{95}}{Na_{82} Ca_{13}}$	1.4	97	0.86	204	»
	$M_{24} \frac{Cl_{85} SO_{12}}{Na_{90} Ca_6}$	—	50	1.05	234	Сульфатнонатриев.
Сенон-палеоэоцен	$M_{5.8} \frac{Cl_{58} SO_{19}}{Na_{96} Ca_2}$	—	10	1.61	185	Гидрокарбон. натриевый
	$M_{35} \frac{Cl_{89} SO_9^4}{Na_{73} Ca_{18}}$	2	75	0.82	258	Хлор-кальциевый
	$M_{8.2} \frac{Cl_{43} SO_{12}^4}{Na_{54} Ca_{29}}$	2	7.5	1.25	255	Сульфатно-натр.
Эоцен	$M_{14} \frac{Cl_{72} SO_{27}^4}{Na_6 {}_4C_3^6 a}$	—	26	0.88	241	Хлор-магниевый

На месторождении **Шаамбары** разрез вскрыт до палеозоя, но анализы имеются только начиная с валанжина и в основном по скв. № 67.

Таблица 8

Возраст	Формула Курлова	В мг/л		$\frac{rNa}{rCl}$	$\frac{Cl}{Br}$	Тип по В. А. Сулину	Примечание
		J	Br				
В. юра+ валанжин	$M_{131} \frac{Cl_{99}}{Na_{77} Ca_{18} Mg_{14}}$	10	300	0.78	265	Хлор-кальц.	Скв. № 67
Валанжин	$M_{129} \frac{Cl_{99}}{Na_{77} Ca_{19}}$	9.3	284	0.78	280	«	«
Готерив	$M_{117} \frac{Cl_{99}}{Na_{76} Ca_{18}}$	4	272	0.78		«	«
Апт	$M_{130} \frac{Cl_{99}}{Na_{76} Ca_{19}}$			0.78		«	«
Альб	$M_{173} \frac{Cl_{99}}{Na_{84} Ca_{13}}$	2.5	314	0.85	324	Хлор-кальц.	№ 67
	$M_{130} \frac{Cl_{99}}{Na_{77} Ca_{17}}$	26	317	0.78	247	«	»
	$M_{133} \frac{Cl_{99}}{Na_{76} Ca_{18}}$	26	338	0.78	248	«	«
Сеноман	$M_{157} \frac{Cl_{99}}{Na_{77} Ca_{19}}$		386	0.78	248	«	«
Сеноман+ турон	$M_{94} \frac{Cl_{98}}{Na_{80} Ca_{14}}$		229	0.82	247	»	»
Сенон	$M_{33} \frac{Cl_{99}}{Na_{81} Ca_{16}}$	—	—	0.82		«	»

Как видно из вышеприведенной таблицы, единый гидрохимический комплекс пластовых вод охватывает интервал от валанжина до сеномана включительно. Состав их в значительной мере сходен с составом вод сеноман-туронского комплекса площади Комсомольская. Например, вода из скв. № 87 (Комсомольская) из интервала 1060—1040 (сеноман) имеет следующий состав:

$$M 141 \frac{Cl_{99}}{Na_{77} Ca_{20}} J 13 Br 363$$

Натрий-хлорное отношение для нее равно 0,78, а хлор-бромное — 233.

Можно закономерно предположить, что на месторождении Комсомольское также как и на Шаамбары меловые воды первоначально представляли собой единый гидрохимический комплекс от валанжина до турона включительно. То же самое предположение высказано выше по отношению к меловым водам структуры Андыген. Таким образом, в отложениях мезозоя этих месторождений выделяется два основных генетических комплекса вод: **юрский** и **меловой**. Для юрского комплекса характерно низкое отношение $\frac{rNa}{rCl}$, равное 0,3—0,5 и большое относительное содержание кальция (до 45 процент-эквивалент). Для меловых вод, несмотря на высокую минерализацию коэффициент $\frac{rNa}{rCl}$ не ниже 0,70 и содержание кальция не больше 20 процент-эквивалентов.

Начиная с сенона, минерализация пластовых вод месторождения Шаамбары резко уменьшается; тип вод меняется:

Таблица 9

Возраст	Формула Курлова	В мг/л		rNa гCl	Cl Bг	Тип по В. А. Сулину	Примечание
		J	Bг				
Сенон	$M_{33} \frac{Cl_{99}}{Na_{89}Ca_{16}}$	—	—	0.83		Хлоркальц.	Скв. № 67
Сенон	$M_{15} \frac{Cl_{53,5}SO_{44}}{Na_{89}Ca_9}$	—	16	1.66		Сульф. натр.	№ 67
«	$M_{19,6} \frac{Cl_{66}SO_3}{Na_{91}Ca_7}$	0.4	24	1.3	300	Сульф. натр. хлоридн.	Скв. № 64
Сенон	$M_7 \frac{SO_{70}Cl_{27}}{Na_{78}Ca_{17}}$	—	5.33	2.8	181	Сульфатн.	Скв. № 60
«	$M_6 \frac{SO_{64}Cl_{33}}{Na_{89}Ca_{14}}$	—	3.0	2.5	345	«	Ср. из. 4 ан.
Палеоцен (бухарские и акджарские)	$M_{10} \frac{SO_{53}Cl_{45}}{Na_{86}Ca_{10}}$	—	10.7	1.8	238	«	Скв. № 66
«	$M_2 \frac{SO_4 HCO_{44}}{Na_{82}Ca_7Mg_8}$	—	—	9.1	—	«	
Эоцен (алай- ские слои)	$M_{15} \frac{SO_{55}Cl_{42}}{Na_{90}Ca_6}$	1.0	15	2.12	240	«	Ср. из 5 ан.
«	$M_{30} \frac{Cl_{88}SO_{11}}{Na_{90}Ca_6}$	5.4	70	1.00	212	Сульф. натр. хлорид.	Скв. № 60
«	$M_9 \frac{SO_{47}Cl_{21}}{Na_{90}Ca_8}$	—	2.0	4.3	514	Сульф. натр. сульф.	Скв. № 64
«	$M_{5,7} \frac{SO_{66}Cl_{30}}{Na_{72}Ca_{22}}$	—	0.4	2.5	2219	«	Скв. № 60
в. палеоген+ неоген	$M_{9,7} \frac{SO_{53}Cl_{15}}{Na_{84}Ca_{14}}$	—	2.5	5.5	483	«	Ср. из 3 ан.

Вышеприведенная таблица показывает, что несмотря на значительную разницу в минерализации (от 2 до 30 г/л, воды от сенона до неогена представляют собой единый комплекс вод сульфатно-натриевого типа с преобладанием сульфатной группы над хлоридной. Относительно низкие значения хлор-бромного отношения, а также наличие отдельных анализов хлоркальциевых вод указывают на то, что современный гидрохимический облик является результатов вторичных процессов разбавления более древних и относительно высокоминерализованных вод сенона-палеогена.

Итак, основной чертой гидрохимии мезо- и кайнозойских отложений Гиссарского (Душанбинского) бассейна является наложение молодых процессов инфильтрации на более древний геохимический облик водонапорной системы. В одних случаях эти процессы создают глубокое разрушение и разбавление первичного состава вод вплоть до юрских отложений, без явной инверсии разреза (площади Гумбулак, Орджоникидзебад). В других случаях внедрение инфильтрационных вод происходит избирательно в более проницаемые горизонты и зоны и создает инверсию гидрохимического разреза, заметную на месторождении Андыген и особенно резко выраженную на структуре Комсомольская. Инверсия тяготеет к структурам, имеющим разрывные нарушения. На структуре Шаамбары, где разрывных нарушений пока не обнаружено, разрез не имеет инверсивного характера, но слишком резкий переход от высокоминерализованных вод валанжин-сеномана к низкоминерализованным

сенон-неогена, говорит о большом влиянии процессов инфильтрации на этой структуре. Следует отметить, что в зонах разбавления присутствуют скопления газа и нефти (юрская залежь Андыгена, апт-альбская залежь Комсомольское, альбская залежь нефти в Шаамбары). Так что само по себе наличие слабоминерализованных вод не является отрицательным признаком для газонефтеносности.

Динамика пластовых вод. Форма Душанбинского бассейна (понижение дна с востока на запад и с севера на юг), наличие обнажений водовмещающих пород в северном и восточном обрамлении вызывает у некоторых исследователей (Н. М. Чуршина, 1965) предположение, что движение пластовых вод происходит с востока на запад и с севера на юг и носит фронтальный диффузный характер, т. е. бассейн представляется в виде классической водонапорной системы с областью питания и областью разгрузки. Однако, рассмотренная выше гидрохимия пластовых вод указывает на то, что движение вод хотя существует, но носит избирательный характер, обусловленной проницаемостью пород и наличием разрывных нарушений, причем направление этого движения не совсем ясно. Давления, приведенные к уровню моря, распределяются по структурам и горизонтам следующим образом:

Таблица 10

Структура площадь	Возраст	Р _о в мм вод. ст. (средн. вел.	Уд. вес г/см ³	Абс. отм. отлож.	Примечание
Ю. Гумбулак	юра	1340	1.005	-50	Усредненные данные
	готер. + баррем	1278	1.007	+250	
	апт	1228	1.000	+450	
Андыген	юра	1270	1.012	-300	«
	готерив + баррем	1252	1.025	-250	
	апт-альб	1198	1.014	+100	
	сеноман + турон	1152	1.030	+800	
Орджоникидзеабд	юра	1290	1.010	-750	«
Комсомольская	юра	нет надежных данных			«
	готерив	«	«	«	
	баррем	1498	1.003	-690	
	апт-альб	1406	1.010	-500	
	сеноман	1460	1.13	-200	
	сенон	1151	1.04	+200	
	палеоцен	1122	1.015	+300	
	эоцен	1109	1.012	+400	
неоген	1019	1.00	+600		
Шаамбары	юра + валанж.	1112	1.09	-1615	Скв. № 67
	валанжин	1253	1.09	-1575	«
	готерив	1340	1.08	-1500	«
	«	1880	1.08	-1455	«
	апт	1339	1.092	-1305	Скв. № 67
	альб	1300	1.085	-1290	Скв. № 67
	«	1306	1.050	-1275	«
	«	1320	1.090	-1195	«
	«	1220	1.080	-1135	«
	«	1523	1.105	-1100	«
	«	1189	1.100	-1057	«
	сеноман	1184	1.102	-1040	«
	«	1184	1.100	-1009	«
	сенон	1159	1.01	-700	Усредненные данные
	палеоцен	1202	1.00	-500	
эоцен	1215	1.01	-350		
в. палеоцен + неоген	1198	1.00	-100		

Вышеприведенная таблица показывает, что приведенные давления по каждой структуре уменьшаются снизу вверх иногда довольно плавно (Андыген), иногда скачкообразно (при переводе от сеноман-турона к сенону на месторождении Комсомольское).

О направлении движения вод по этим данным судить трудно, т. к. все структуры расположены почти на одной линии. Однако, можно заметить, что на месторождении Комсомольское приведенные давления по всем горизонтам выше, чем на структурах Андыген-Орджоникидзеабд и Гумбулак, и, следовательно, по этой линии движение вод должно быть направлено в сторону последних т. е. с запада на восток, это не противоречит гидрохимическим данным (увеличение минерализации в апт-альбских отложениях в сторону Андыгена).

По линии Шаамбары — Комсомольское выяснить направление движения довольно трудно, т. к., хотя на Шаамбары среднее приведенное давление по меловым горизонтам несколько ниже чем на Комсомольской, но отдельные значения выше, а по палеоцен-неогеновым отложениям приведенные давления выше чем на Комсомольской. Таким образом можно предположить, что по меловым водам (валанжин-сеноман) обе структуры находятся на одной изолинии приведенного давления, а по сенон-палеоцен-неогеновым водам имеется возможность движения в сторону Комсомольское, т. к. опять таки с запада на восток в сторону противоположную движению, предполагаемому по общегеологическим соображениям.

Итак, гидрохимические данные и приведенные давления свидетельствуют о сложности путей возможного перемещения вод и несовпадения их с простыми классическими представлениями об областях питания и разгрузки.

Растворенные газы и газонасыщенность вод. Среди растворенных газов можно выделить спонтанные (выделяющиеся при снижении давления ниже насыщенного, причем давление насыщения выше атмосферного) и остаточные, остающиеся в воде при атмосферном давлении. Среди спонтанных газов преобладают малорастворимые метан и его тяжелые гомологи и иногда азот, среди остаточных — хорошо растворимые сероводород и углекислота, а также азот. Аргон и гелий содержатся и в тех и других.

Аргон характерен еще и постоянством концентрации: вне зависимости от газового фактора она сохраняет одну и ту же величину характерную для каждого геохимического района или участка. Обычно она порядка 0,35—0,4 нсм³/л, но иногда повышается до 1—1,5 нсм³/л. Таким образом по содержанию аргона можно оценивать газовый фактор по формуле

$$Г. ф. = \frac{a}{\% \text{ Ar}} \cdot 100$$
, где «а» — постоянная величина концентрации аргона, % Ar — означает процентное содержание его в спонтанном или остаточном газе.

Выше мы говорили, что в остаточных газах преобладают сероводород и углекислота. Эти два компонента являются важной характеристикой химического состава вод.

На месторождении Андыген, затронутом процессами инфильтрации, наблюдаются значительные концентрации сероводорода в водах юры (до 840 мг/л). В то же время углекислота в них отсутствует. При переходе к меловым водам наблюдается резкое уменьшение сероводорода (до 48 мг/л максимум) и увеличение концентрации углекислоты до 132 мг/л.

На структуре Гумбулак в юрских водах отмечается как сероводород (до 816 мг/л), так и углекислота (до 257 мг/л). В меловых водах кон-

центрация сероводорода понижается до 10—5 мг/л, а углекислота исчезает. Таким образом на этих площадях выделяется две зоны: сероводородная юрская и обедненная сероводородом меловая. Это вполне понятно, потому что сероводород фиксируется в карбонатных породах, а в терригенных окисляется.

На месторождении Комсомольское, однако отмечаются значительные концентрации сероводорода в меловых водах от апта до сеномана (360—580 мг/л), в сочетании с высокими концентрациями углекислоты (до 230 мг/л). Это говорит о том, что процессы накопления H₂S (возможно вследствие миграции из юры) преобладают над процессами окисления.

Максимальные концентрации сероводорода и углекислоты приурочены к водам палеоцена (2295 мг/л H₂S и 1904 мг/л CO₂). Несколько снижаются они в эоцене и неогене, сохраняя, однако, значительную величину (510 мг/л H₂S и 230 мг/л CO₂). Выше говорилось, что месторождение Комсомольское находится в зоне очень интенсивного взаимодействия инфильтрационных и первичных вод.

На месторождении Шаамары концентрации этих компонентов уменьшаются, наибольшие значения в алайских водах (435 мг/л H₂S и 99 мг/л CO₂).

Состав спонтанных газов зависит от степени газонасыщения. Так как содержание метана меняется в значительно большей степени, чем содержание азота, то при высокой степени газонасыщенности процентное содержание CH₄ доходит до 90%, при низкой газонасыщенности содержание азота доходит до 99%. Соответственно возрастает доля аргона и гелия. С приближением к контуру газоносности должен увеличиваться газовый фактор и содержание метана. Выше указывалось, что газовый фактор можно рассчитать по содержанию аргона. Расчитанные таким образом газовые факторы показали увеличение газонасыщенности с приближением к контуру газоносности по **месторождению Андыген** (А. В. Готгильф, 1965).

На месторождении Комсомольское отмечалось увеличение расчетного газового фактора в южном направлении (к скв. № 87) по сеноманским отложениям и в юго-восточном направлении по палеоценовым отложениям, что может свидетельствовать о наличии тектонически экранированной залежи к юго-востоку от разрывного нарушения параллельного оси структуры. По разрезу месторождений Шамбары, Комсомольское и Андыген максимальное расчетное газонасыщение отмечается в нижне-меловых отложениях. Рост газового фактора по разрезу структуры снизу вверх является благоприятным поисковым показателем (В. Н. Корценштейн, 1964). Исходя из этого признака, месторождение Шаамбары должны содержать залежь газа в нижнемеловых отложениях.

Следует остановиться на гелий-аргоновом отношении. Эта величина меняется в направлении Андыген-Комсомольское — Шаамбары в сторону уменьшения.

Таблица 11

Площадь	Возраст отложений	He Ar	Возраст газа в млн. лет	
			по В. П. Савченко	по А. Л. Козлову
Андыген Комсомольское Шаамбары	юра-сеноман	7—4	490—256	730—380
	юра-палеоцен	4.5—1.8	306—142	455—206
	юра-в. мел.	3.8—0.11	292—8.5	437—12.7

Таким образом, в сторону Шаамбары наблюдается омоложение газов. В этом же направлении отмечается и уменьшение концентрации аргона для месторождений Комсомольское и Андыген.

Уменьшение гелий-аргонового отношения в сторону Шаамбары, в сторону погружения отложений мезо-кайнозоя может быть связано с миграцией гелия вверх по восстанию пластов и накоплением его в приподнятых участках. Как известно, гелий наиболее легкий и наименее растворимый компонент природных газовых смесей.

Резюмируя все сказанное, можно отметить, что Душанбинский бассейн является зоной интенсивных процессов взаимодействия инфильтрационных вод с первичными седиментационными или древнеинфильтрационными, зоной окисления углеводородов, вызывающего насыщение пластовых вод сероводородом и углекислотой. Пути движения вод сложны и не укладываются в простую схему (область питания — область разгрузки) и проходят по наиболее проницаемым зонам, создавая гипсометрическую и стратиграфическую инверсию в залегании высоко- и низкоминерализованных вод и создавая «языки» опреснения в плане. Однако, наличие зон внедрения инфильтрационных вод не является отрицательным критерием газонефтеносности, так как все имеющиеся залежи расположены именно в таких зонах. По всем месторождениям (Андыген, Шаамбары, Комсомольское) наблюдается рост расчетной газонасыщенности в законтурных водах вверх по разрезу и по направлению к залежи, что позволяет рассматривать этот факт, как признак наличия залежи в разведываемых структурах. В целом Гиссарская зона является перспективным районом и в качестве первоочередных участков можно рассматривать южное погружение (за сбросом) на месторождении Комсомольская и северную часть свода структуры Шаамбары.

Ю. А. Яковец, А. В. Готгильф

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Нефтегазопоявления в пределах Таджикской депрессии известны в широком диапазоне мезозойских и палеогеновых отложений. Среди них открыты проявления промышленного характера: чисто газовые и газо-конденсатные в мезозойских и преимущественно нефтяные и газонефтяные — в палеогеновых отложениях.

Многие вопросы геохимии нефтей и газов исследуемой территории уже рассмотрены (В. Е. Нарижная, 1965; И. С. Старобинец, 1966). В данной статье используются предшествующие исследования и приводятся новые данные по физико-химической характеристике нефтей и газов Таджикской депрессии, полученные Таджикской комплексной лабораторией ВНИГНИ в 1965—1967 гг., а также приводится сравнительная геохимическая характеристика нефтей, конденсаторов, свободных и водно-растворенных газов различного стратиграфического возраста.

Исследование нефтей и конденсатов проводилось по общеизвестной методике. В установление основных физико-химических констант входило определение плотности (пикнометрически), фракционной разгонки по Энглеру, определение кинематической вязкости в капиллярном вискозиметре Оствальда-Фенске-Пинкевича, кокса — по методу Кондрадсона, азота — по Кельдалю, серы — методом двойного сжигания. Содержание парафина определялось путем вымораживания его из бензол-ацетонной смеси, а содержание смолисто-асфальтеновых веществ — хроматографией на адсорбционной колонке. Кроме этого, устанавливались групповой химический и кольцевой состав бензиновых, керосиновых и масляных фракций по методу $n-d-M$, а также металлорганические соединения (порфирины) — на спектрофотометре СФ-4.

Исследование газов (свободных и растворенных) проводилось по принципу газоадсорбционной и газожидкостной хроматографии: общий полный анализ проводился на приборе ВТИ-2, низкотемпературная ректификация углеводородной части — на хроматермографе ХТ-2М. Определение редких компонентов в газах проводилось на приборе Хлопина-Герлинга.*

В юрских отложениях исследуемой территории известны незначительные проявления нефти. К ним относится нефтепроявление угольного

* Анализы нефтей и газов выполнены Р. В. Ивановой, И. К. Канбиной, М. М. Архиповой и др. (Таджикская комплексная лаборатория ВНИГНИ).

месторождения Шаргунь, которое наблюдалось в виде пленок при бурении разведочных скважин. Сведения об анализе этой нефти приведены И. С. Старобинцем (1966). Нефть легкая, малосернистая, парафиновая со сравнительно небольшим содержанием ароматических углеводородов. Степень цикличности ароматических углеводородов низкая, нефть характеризруется преобладанием метановых углеводородов.

Более полную картину о возможных юрских нефтях Гаджикской депрессии можно представить, анализируя нефти близлежащих соседних районов. К таким нефтям относится нефть месторождения Карак-Тай (Узбекистан), анализ которой имеется в нашем распоряжении (см. табл. 1).

Удельный вес нефти при 20°C — 0,8970 г/см³. В своем составе она содержит значительное количество легких фракций, соответственно бензиновых и керосиновых — 11,0% и 22,27%, при значительном наличии асфальтово-смолистого остатка (38,2%). Фракции содержат преимущественно метаново-нафтеновые углеводороды (больше 50%) с преобладанием последних. Нефть сернистая (общей серы 2,02%), парафиновая (6,37%), высокосмолистая (21,73% силикагелевых смол), с небольшим содержанием азота (0,07%).

О газах юрских отложений можно судить по имеющимся анализам из ряда площадей Душанбинской нефтегазовой зоны. Свободные газы (см. табл. 2) метановые, легкие (содержание метана и его гомологов равно в среднем 90,3% и 4,9%) с небольшим содержанием кислых компонентов в свободной фазе. Воднорастворенные газы — азотно-углеводородные и углекисло-азотно-углеводородные.

Содержание метана в составе этих газов колеблется от 51,8% до 92,6%, при значительном содержании его гомологов (в среднем до 7,0%); содержание CO₂ меняется от 0,2% до 4,7%; сероводорода — от 0,1% до 3,9% и азота — от 5,2% до 38,0%, причем, большая доля (больше 50%) принадлежит «биогенному» азоту, именуемому в литературе «безаргонным». Содержание редких (гелия и аргона) повышено в 2—3 раза по сравнению со свободными газами, в то время как гелий — аргоновый коэффициент остается близким и равен в среднем для свободных газов и газов, растворенных в воде, 2,6 и 4,0.

В меловых отложениях значительных нефтепроявлений также не отмечено. О нефтях из этих отложений можно судить по данным соседних районов.

Анализ нефти из песчаников готерива площади Ятым-Таг (Афганистан) показал, что нефть нижнемеловых отложений легкая (удельный вес 0,8465) с высоким выходом дистиллята (99,26%), малосернистая (0,53%), парафиновая (5,09%). Содержание азота незначительное и равно 0,05%. Смолы и асфальтены отсутствуют. Выход бензиновых фракций составляет 11,86%, керосиновых — 65,97% и масляных — 21,41%. В составе нефти преобладают метаново-нафтеновые углеводороды. Явный метаново-нафтеновый характер углеводородной части отмечается по структурно-кольцевому составу (см. табл. 1). По составу и свойствам нефть близка газоконденсату. Газоконденсаты приблизительно такого же состава обнаружены на месторождениях Андыген и Комсомольское.

В меловых отложениях известно большое число газопроявлений (промышленные месторождения Андыген, Комсомольское и Шаамбары). По составу и свойствам как свободные, так и растворенные газы нижнемеловых и верхнемеловых отложений различаются между собой.

Нижний мел. Свободные газопроявления отмечены в песчаниках готерива, баррем-апта и альба (промышленные XIV, XIII и XII гори-

Сопоставление физико-химических характеристик нефтей мезозойских и палеогеновых отложений таджикской депрессии

№№ пп	Возраст вмещающих отложений	Площадь, с. в. ва-жина—горизонт	Уд. вес	Сера, %	Асфальтены, %	Смолы силикагельные, %	Парафин, %	Фракционный состав по Энглеру, %		Групповой углеводородный состав фракции 122—250°C, % вес.				Кольцевой состав фракции 200—500°C						Тип нефтей	
								До 200°C	До 300°C	А	Н	М	сераорг. соед.	Са	Ск	Сн	Сп	Ка	Ко		Кн
1	Юрский	Карак-Тай-3-XV-a	0.8970	2.02	4.75	21.73	6.37	11.44	40.04	17.99	44.16	6.63	17.21	42—51	25—31	49—58	0.35—0.75	0.86—1.79	0.65—1.25	А-Н-М-С	
2	Нижне-меловой	Ятым-Тар-I	0.8465	0.53	отс	отс	5.09	8.3	88.0	18.46	77.47	1.42	2.17	47—61	34—50	55—65	0.22—0.41	1.28—1.80	0.89—1.58	А-М-Н	
3	Палеоценовый	Ляль-Микар-58-IV	0.9664	4.33	3.43	55.80	13.07	6.8	27.5	20.44	9.76	10.34	16.53	19.27	53—73	34—46	27—47	0.40—0.88	1.02—2.69	0.62—1.81	Н-М-А-С
4	«	« III	0.9685	3.76	5.36	43.37	13.2	5.9	23.0	16.98	8.79	11.37	4.70	16—21	56—61	35—41	39—44	0.29—0.71	1.09—2.68	0.66—1.98	Н-М-А-С
5	«	Кокайты-III	0.9527	3.5	6.1	21.80	3.4	14.4	24.7	—	—	—	—	19—23	41—46	13—27	45—49	0.50—1.20	1.33—2.48	0.83—1.28	—
6	«	Хаудаг-62-III	0.9508	3.07	4.01	23.20	3.4	8.0	39.0	—	—	—	—	14—19	38—45	20—26	49—63	0.55—1.00	1.45—2.40	0.90—1.40	—
7	«	« 117-II	0.9354	2.93	4.92	58.46	7.09	10.0	25.6	23.25	22.70	19.38	10.72	14—20	41—53	27—33	47—59	0.30—0.80	0.81—2.33	0.51—1.53	М-Н-А-С
8	«	Кичик-Бель-34-II	0.9710	3.94	5.17	48.27	5.7	5.5	—	16.93	8.02	9.64	5.02	12—19	53—61	40—43	39—45	0.28—0.75	1.70—2.93	0.92—2.18	Н-М-Н-С
9	«	Ак-Баш-47-II	0.9643	4.86	1.2	52.16	9.09	3.4	—	19.79	13.52	—	1.04	10—17	49—59	33—46	41—51	0.22—0.65	1.29—2.13	1.04—1.48	М-Н-А-С
10	«	« 48-I	0.9397	3.54	5.31	25.93	6.69	4.06	15.65	16.63	23.78	—	13.92	8—15	37—47	23—36	53—63	0.18—0.68	0.81—1.52	0.63—1.02	М-Н-А-С
11	«	Хаудаг-65-I	0.9439	2.98	4.43	60.70	5.64	9.5	26.6	15.73	20.97	17.93	4.67	16—36	48—57	12—35	42—51	0.31—1.0	0.89—2.28	0.30—1.28	А-М-Н-С
12	Алайский	Ляль-Микар-22	0.9128	0.41	8.49	20.48	—	13.3	20.0	17.62	37.62	—	1.39	13—24	32—50	22—37	48—68	0.26—0.31	1.08—2.00	0.82—1.19	М-Н-А-С
13	«	Шаамбары 60	0.8830	0.41	12.47	16.10	3.94	22.8	43.0	11.92	45.29	—	—	10—18	47—60	31—40	46—53	0.20—0.58	1.07—2.10	0.87—1.52	А-М-Н-С

Примечание:

Са — доля углерода, связанного с ароматическими циклами;
 Ск — « « « с циклическими структурами;
 Сн — « « « с нафтеновыми кольцами;
 Сп — « « « с парафиновыми цепями;
 Ка — число ароматических колец в средней молекуле;

Кн — число нафтеновых колец;

Ко — общее число колец;

Тип нефтей дан по увеличению % содержания частей (слева направо):

А — ароматическая часть, М — метановая часть, Н — нафтеновая часть, С — смолистая часть.

зонты). Газ азотно-углеводородный. Содержание метана достигает 92,1%, сумма тяжелых углеводородов не превышает 5%. Содержание кислых компонентов незначительное и в среднем составляет 0,6%. Отмечается повышенное содержание азота (5,1—10,4%), доля «биогенного» азота составляет в среднем 33,4%. Нижнемеловому газу (Андыген и Комсомольское) характерно значительное количество конденсата.

Таблица 2

Сопоставление средних типовых характеристик газов различного стратиграфического возраста Таджикской депрессии.

Возраст газопроявлений	Кол. опр.	Уд. вес (по возд.)	Содержание в об. %/о/о								He	Ar	Ne	Ar × 100 / N ₂	% биогенного азота	СН высш. CH ₄	CO ₂ , H ₂ S
			CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀ + высш.	H ₂ S + CO ₂	N ₂	Ar	He							
Юрский	2.0	0.600	90.3	4.0	0.9	—	0.7	3.5	0.056	0.146	2.6	1.52	—	0.054	136		
	10	0.706	67.5	4.9	1.7	0.4	3.4	21.9	0.235	0.451	4.0	1.20	56.0	0.105	22		
Нижнемеловой	30	0.642	88.0	2.7	0.6	—	0.6	7.3	0.057	0.165	2.9	0.8	33.4	0.038	152		
	24	0.666	74.1	2.5	0.4	—	0.6	22.9	0.295	0.748	2.6	1.1	62.2	0.039	128		
Верхнемеловой	14	0.679	72.4	2.6	0.6	0.1	0.6	24.9	0.090	0.509	5.7	0.3	75.0	0.046	126		
	15	0.751	61.5	1.2	1.7	0.2	0.7	47.0	0.209	0.319	2.9	0.5	85.3	0.050	93		
Палеоценовый	22	0.847	67.8	8.3	7.2	5.9	2.0	12.4	—	—	—	—	—	0.315	45		
	19	0.858	53.8	10.1	8.6	7.9	4.2	24.4	0.215	0.130	0.9	0.6	73.3	0.494	19		
Эоценовый (алайский)	3	0.787	64.1	3.7	5.0	5.0	4.1	23.3	—	—	—	—	—	0.213	19		
	1	0.900	32.2	1.3	—	—	14.1	52.4	0.432	1.642	3.8	0.8	68.4	0.040	3		

Примечание: в числителе приведены данные свободных газов, в знаменателе—сведения о воднорастворённых газах.

Конденсат Андыгена легкий (удельный вес при 15,5°C — 0,7399—0,7523), состоящий, главным образом, из бензиновых фракций (при 230°C выкипает до 98,0%). По групповому углеводородному составу конденсат содержит 5—10% ароматических, 35—42% нафтеновых и 45—52% метановых углеводородов, т. е. имеет преимущественно метановый характер. Содержание серы колеблется от 0,13 до 0,24%.

Конденсат из нижнемеловых отложений Комсомольского месторождения несколько тяжелее (удельный вес при 20°C — 0,7603—0,7934), но с таким же выходом бензиновых фракций.

Групповой углеводородный состав в пересчете на конденсат следующий: ароматический 35—40%, нафтеновых — 8—40% и метановых 25—50%. Степень цикличности метаново-нафтеновых фракций (до 250°C) сравнительно высокая: Ко = 0,55—0,70. Кроме того, этот конденсат отличается повышенным содержанием серы (0,25—0,45%) и появлением в его составе азота (0,007—0,015%).

Воднорастворенные газы нижнемеловых отложений по составу азотно-углеводородные, с меньшей по сравнению со свободными газами концентрацией метана, равной в среднем 74,1%. Отмечается высокое содержание азота, достигающее 88,5% (скв. 98, Андыген). Концентрация гелия и аргона в газах, растворенных в водах нижнемеловых отложений, также, как и в юрских отложениях, намного выше, чем в свободных газах, хотя гелий-аргоновое отношение остается близким. По таким показателям, как содержание этана и тяжелых углеводородов, а также по концентрации сероводорода и углекислого газа вод-

норастворенные и свободные газы нижнемеловых отложений близки между собой.

Верхний мел. По составу свободные газы — азотно-углеводородные. Содержание метана колеблется от 34,6% (скв. 94, Андыген), до 92,8% (скв. 24, Кызыл-Тумшук). Газы отличаются сравнительно высокими концентрациями азота (6,4%—58,5%). Максимальное содержание азота отмечено в туронских отложениях Андыгена. Для этих же газов характерно пониженное содержание метана (34,6%) и повышенное содержание его гомологов (5,6%). Минимальное значение азота (6,4% и меньше) характерно для газов с повышенным содержанием метана и легкой углеводородной частью. Для верхнемеловых свободных газов характерен «биогенный» азот. Его доля для верхнемеловых отложений является максимальной (до 98%) по всему мезо-кайнозойскому разрезу.

В свободных газах отмечается сравнительное небольшое содержание кислых компонентов (0,6%) и повышенное содержание гелия.

В газах верхнемеловых отложений встречен конденсат, имеющий в своем составе: фракций по Энглеру до 196°C — 98,0%, серы — 0,44%, азота — 0,006%. Углеводородный состав — метаново-нафтенный: ароматических — 2,25%, нафтенных — 46,65% и метановых углеводородов — 46,70%.

Для воднорастворенных газов верхнемеловых отложений в отличие от свободных газов характерно сравнительно низкое содержание метана при большей концентрации азота и меньшего содержания редких компонентов, в первую очередь, гелия. По другим показателям эти газы близки свободным и относятся к азотно-углеводородным.

Нефти палеоценовых отложений относятся к тяжелым, вязким, высокосернистым, высокосмолистым, парафиновым нефтям с низким выходом бензиново-керосиновых фракций. По компонентному составу они отличаются пониженным содержанием масел за счет увеличения концентрации смолистых компонентов. Асфальтены, как правило, занимают незначительное место. Удельный вес нефтей колеблется от 0,9293 до 0,9621, выход бензиновых фракций составляет 2,75%—19,78%, керосиновых — 4,34%—25,54% и масляных — 13,73%—41,48% при значительном смолистом остатке (40%—70%). Содержание масел достигает 75%, смол — 60% и асфальтенов — 1,5—10%. Нефти высокопарафиновые. Содержание парафина колеблется от 3,5% до 18,65%. По групповому углеводородному составу фракций 122—250°C нефти отличаются преобладанием метаново-нафтенных углеводородов с заметным метановым характером фракций. Степень цикличности высококипящих фракций высокая (Ко достигает величины 2,93) с большим преобладанием углерода, связанного с циклическими структурами.

Палеоценовые нефти характеризуются большой концентрацией гетероэлементов: содержание общей серы составляет 1,92—4,33 и более процентов на нефть, азота — 0,21%—0,87%. Повышенному содержанию азота обязана и значительная концентрация металлопорфириновых комплексов. Содержание ванадиевопорфиринового комплекса колеблется от 0,007% до 0,445%, никелевого — от следов до 0,004%, т. е. наблюдается явное преобладание ванадиевого комплекса над никелевым, что и характерно для высокосмолистых и высокосернистых нефтей.

В разрезе палеоценовых отложений установлено шесть продуктивных горизонтов, приуроченных преимущественно к трещиноватым доломитизированным, часто загипсованным известнякам. Покрышкой этих горизонтов служат сузакские глины или плотные известняки без сульфатных пород. Нефти этих горизонтов, практически являясь идентич-

ными, имеют и некоторые черты различий, выражающиеся в определенной геохимической закономерности. Так, с глубиной нефтяного горизонта увеличивается удельный вес нефтей, выход бензиново-керосиновых фракций уменьшается за счет увеличения процента смолисто-асфальтенового остатка. С последним связывается и увеличение доли гетероэлементов (серы и азота). Это особенно четко наблюдается на примере металлопорфириновых комплексов, определенная тенденция в изменении содержания которых прослеживается как в пределах отдельных локальных структур (по вертикали), так и по площади (см. табл 3):

Таблица 3

Площадь	Хаудаг Кичик-Бель			Кокайты Ак-Баш-Адыр			Ляль-Микар Кызыл-Тумшук		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Глубина горизонта (м) .	160 —	180 1215	200 —	1210 1070	1225 1120	1235 —	1000 800	1025 —	1055 —
Ванадиевый комплекс, в % на нефть	—	0.09 0.06	0.006 —	0.10 0.02	0.16 0.03	0.11 —	— 0.007	—	0.10 —
Никелевый комплекс, в % на нефть	—	0.0006 0.0034	0.0003 —	0.0008 0.0040	— 0.003	0.0004 —	— 0.003	0.001 —	0.02 —

Характерной особенностью палеоценовых отложений является наличие свободных газопроявлений в виде промышленных залежей (Кызыл-Тумшук и Комсомольское) или попутного газа нефтяных горизонтов других известных месторождений. По качеству газы можно разделить на две группы: к первой относятся легкие метановые газы (Кызыл-Тумшук и Ляль-Микар) со сравнительно небольшим содержанием тяжелых углеводородов, кислых газов и азота; второй (Комсомольское) характерно значительное содержание гомологов метана, кислых компонентов и, особенно, азота. По классификации В. Е. Нарижной газы второй группы относятся к тяжелым углекисло-азотно-углеводородным и к сероводородно-азотно-углеводородным газам. Воднорастворенные газы палеоцена такие же, как и свободные, но с еще большей концентрацией кислых компонентов и азота.

Нефти алайских слоев эоцена (Шаамбары, Ляль-Микар) по своей низкой сернистости и меньшей смолистости, а также по повышенному содержанию светлых фракций значительно отличаются от палеоценовых нефтей. Однако, по составу углеводородной части отличия нефтей незначительные: по существу эти нефти близки между собой и относятся к одному и тому же типу.

Удельный вес нефтей составляет 0,8830—0,9305. Выход бензиновых фракций колеблется от 5,98% до 17,78%, керосиновых — от 13,98% до 25,05%, масляных — от 20,53% до 34,55%. В компонентном составе нефти содержат 60,62%—81,52% масел, 10,47%—35,23% смол и 3,25%—12,97% асфальтенов. Нефти парафиновые (6,5—7,7%), малосернистые и сернистые (0,26%—2,10%). Содержание азота составляет от 0,22 до 0,32%. Малосернистость нефтей и повышенное содержание масел хорошо согласуется с данными о характере и содержании металлопорфириновых комплексов: содержание их малое и наблюдается явное преобладание никелевого комплекса над ванадиевым.

Свободные газы алайских слоев, отмеченные на месторождениях Ляль-Микар и Уч-Кызыл, такого же типа, как и палеоценовые, но еще с большим содержанием азота и кислых компонентов. Газ, растворен-

ный в алайских водах, азотно-углекисло-углеводородный с большим содержанием (3,6%) сероводорода.

Подводя итоги рассмотрению геохимических особенностей нефтей и газов исследуемой территории в диапазоне нефтегазопроявлений от алайских до юрских отложений включительно, можно представить следующую картину их геохимического облика:

В пределах палеогена от эоценовых к палеоценовым отложениям резко возрастает содержание серы, смолистость нефтей, снижается выход бензиново-керосиновых фракций. При переходе от палеогеновых отложений к меловым и далее к юрским резко снижается концентрация серы, смолистого остатка и значительно возрастает выход легких фракций. Важной особенностью является то, что по всему разрезу сохраняется метаново-нафтенный характер нефтей, как было отмечено И. С. Старбинцем (1966).

Закономерность в изменении состава углеводородных флюидов с ростом стратиграфического возраста наблюдается и по газам. Для палеогеновых газов, в общем, характерна высокая концентрация азота, сероводорода и углекислого газа. Эти газы в некоторых случаях (Шамбары) обогащены гомологами метана вследствие контакта с нефтяными залежами. При переходе к мезозойским отложениям газы облегчаются и в их составе значительно уменьшается концентрация углеводородных компонентов, а также наблюдается рост инертных газов, в первую очередь, гелия. Кроме того, характерной особенностью мезозойских газов является наличие в их составе конденсата.

Изменения в составе газов, растворенных в пластовых водах, такие же, как и у свободных газов. Также с ростом стратиграфического возраста в растворенных газах уменьшается содержание углеводородных компонентов и заметно увеличивается концентрация редких газов. С этой точки зрения состав растворенных газов является надежным показателем оценки качества и свойств свободных газов, или газов залежей.

Различия в составе и свойствах изученных нефтей и газов находят объяснение в геохимической обстановке образования залежей и в условиях их сохранности. Так, для нефтей палеоцена вмещающей средней являются воды различной минерализации (15—250 г/л) и различного генетического типа — от хлор-кальциевого до сульфатно-натриевого (по В. А. Сулину). Причем, сульфатно-натриевые воды низкой минерализации являются результатом инфильтрационных влияний, а высокоминерализованные хлор-кальциевые воды (Кара-Бура, Сев. Акбаш) являются как бы «первичными» по отношению к сульфатно-натриевым и, вероятно, сингенетичными вмещающим отложениям. Однако в «первичных» водах наблюдается очень высокое содержание растворенной углекислоты и аммонийных соединений, которые являются конечным продуктом распада белковой органики. Этот факт может свидетельствовать о том, что преобразование органического вещества в палеоцене шло по двум направлениям: в сторону полного распада органики и в сторону преобразования ее в углеводороды. Сочетание этих двух процессов и дало высокосмолистые и сернистые нефти палеоцена. Этим самым можно предполагать, что все вторичные изменения палеоценовых нефтей возникли на самой ранней стадии первичной миграции.

Напротив, в отложениях эоцена (алай), где воды имеют меньшую минерализацию и относятся, в основном, к сульфатно-натриевому типу, подобных высоких концентраций кислых компонентов и аммония не отмечается, что может свидетельствовать в пользу предположения об ограниченности процессов окисления и полного разложения органического вещества на ранних стадиях его преобразования.

Характер изменения наиболее инертных углеводородных флюидов — газов — другой, и направленность изменений в составе и свойствах газов в ту или другую сторону нужно рассматривать для каждого конкретного случая. Большую помощь в этом могут оказать расчеты парциальных давлений наиболее показательных компонентов газовой смеси. Так, на месторождении Андыген газы залежей от юры до сеномана характеризуются близкими гелий-аргоновыми отношениями и упругость аргона в залежах по всему разрезу месторождения остается почти постоянной, меняясь от 0,060 до 0,075 *ата*, что говорит об общности происхождения всех залежей (Готгильф, 1966).

Относительная доля азота в залежах от юры до верхнего альба возрастает от 3,8 до 15,1%, т. е. в 4 раза, а парциальное давление — от 6,6 до 11,3 *ата*, т. е. только в 1,7 раза. В очень незначительной по размерам залежи сеномана давление в которой 58 *ата*, азота содержится до 52% и парциальное давление достигает 29,9 *ата*.

На другом месторождении — Комсомольском содержание азота в юрской залежи составляет 3,9%, а в альбе — 5,6%, т. е. происходит «ухудшение» свойств газа в направлении к залежам в меловых отложениях. Однако, упругость этого газа в том же направлении даже уменьшается — с 9,4 до 8,5 *ата*. В непромышленной залежи палеоцена этого же месторождения содержание азота достигает 33%, соответственно упругость его — 23 *ата*. Таким образом, увеличение количества азота вплоть до его полного преобладания в составе газов характерно для небольших залежей с давлением от 70 до 10 *ата*. Эта закономерность отмечена А. Л. Козловым (1950) и хорошо известна для месторождений Русской платформы и Северной Америки.

Несомненно, необходимо учитывать также и влияние на состав газов агрессивных вод, которое выражается в обогащении углеводородных газов кислыми компонентами, особенно, сероводородом. Так, например, воды палеоценовых отложений на Комсомольском месторождении, имеющие довольно пестрый процентный состав и сильно различающиеся по минерализации, содержат большое количество сероводорода — до 2—3 г/л. Учитывая, что 1 л H_2S весит 1,5 гр., то в воде содержится до 1000—2000 мл H_2S , являющегося показателем разрушения залежей. И когда такие воды соприкасаются с углеводородным газом, мигрировавшим с глубины, они могут насыщать его сероводородом.

Г. А. Иванова

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАЛЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ
В ОСНОВНЫХ ТИПАХ ПОРОД МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ ПО ДАННЫМ
СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА**

Миграция и распределение химических элементов в осадочных породах обусловлены многими факторами, как внешними, так и внутренними, связанными между собой. На распределение элементов влияет состав материнских пород, рельеф области сноса и физико-химические условия бассейна. При слабой дифференциации вещества и быстром захоронении состав вещества меньше изменяется и, наоборот, интенсивное выветривание приводит к большей дифференциации. Поэтому распределение химических элементов в осадочных породах различно. Изучая распределение химических элементов в осадочных породах, можно до некоторой степени выяснить палеогеографические условия среды, в которых они образовались.

Изучались образцы из верхнего и нижнего мела. Пробы были отобраны из четырех разрезов Таджикской депрессии (Аулят, Уря-Дарья, Булгари и Ройка), в количестве 775 штук (см. таблицу 1).

Необходимо отметить, что все терригенные породы сильно обогащены кальцием. Вместе с кальцием происходит осаждение стронция. Из полученных данных о распределении некоторых малых элементов в песчано-алевритовых породах следует, что в разрезах Ройка, Уря-Дарья и Булгари наблюдается повышенное по сравнению с разрезом Аулят содержание Ва. Это связано, вероятно, с тем, что в районе Аулят осадконакопление происходило в условиях морского бассейна.

Из группы железа могут накапливаться Fe, Ti, V, Cr (реже Sr, Mn и Si при высоком рН). Так как в песчано-алевролитовых отложениях указанных разрезов не наблюдается накопления Mn, Sr и Si, значит рН было недостаточно велико, то есть условия осадконакопления были слабовосстановительные.

В песчано-алевритовых породах, обогащенных остатками органического вещества (сносимого с суши или образовавшегося за счет организмов, живущих в бассейне), благодаря создаваемой органическим веществом восстановительной обстановке, могут накапливаться V и Cr.

Более высокое содержание V и Cr в разрезах Булгари и Ройка, чем в разрезах Уря-Дарья и Аулят, говорит о близости области сноса. В алевролитах разрезов Булгари и Ройка содержание V и Cr выше, чем в песчаниках, а в разрезах Уря-Дарья и Аулят наоборот. Содержание Mn в песчано-алевролитовых породах колеблется незначительно.

Содержание некоторых малых элементов в породах (%)

Тип пород	Количество обр.	Mn	V	Cr	Ba	Sr	Sr:Ba
Разрез Аулят							
Песчаники	58	0.019	0.0015	0.0032	0.009	0.0078	0.87
Алевролиты	15	0.022	0.002	0.003	0.003	0.007	2.3
Глины	185	0.018	0.0035	0.0087	0.008	0.015	1.9
Известняки	80	0.0395	0.0034	0.0014	0.005	0.0414	8.28
Мергели	7	0.0216	0.002	0.0019	0.0017	0.005	2.9
Гипсы	5	0.0149	0.00025	—	0.0025	0.314	125.6
Итого	350						
Разрез Уря-Дарья							
Песчаники	41	0.0255	0.0035	0.004	0.0021	0.016	7.6
Алевролиты	8	0.025	0.003	0.001	0.01	0.007	0.7
Глины	92	0.0165	0.0055	0.01	0.0069	0.007	1.0
Известняки	24	0.078	0.0028	0.0022	0.0013	0.046	35.4
Мергели	6	0.027	0.0035	0.0018	0.001	0.009	9
Гипсы	9	0.0099	0.00056	—	—	0.207	—
Итого	180						
Разрез Ройка							
Песчаники	62	0.018	0.005	0.0065	0.0056	0.009	1.6
Алевролиты	14	0.03	0.0075	0.008	0.0125	0.003	0.24
Глины	45	0.019	0.006	0.0085	0.0049	0.0055	1.1
Известняки	11	0.1295	0.0048	0.0067	0.008	0.019	2.4
Мергели	4	0.139	0.0077	0.008	0.00075	0.0105	1.5
Гипсы	3	0.0047	0.0017	—	—	0.088	—
Итого	139						
Разрез Булгари							
Песчаники	25	0.0195	0.0049	0.005	0.007	0.006	0.9
Алевролиты	5	0.0185	0.0135	0.021	0.015	0.005	0.33
Глины	50	0.057	0.0049	0.012	0.01	0.0035	0.35
Известняки	18	0.1895	0.006	0.0055	0.0037	0.014	3.8
Мергели	3	0.0175	0.01	0.003	0.005	0.028	5.8
Гипсы	5	0.0030	0.001	—	—	0.0175	—
Итого	106						

В глинах меловых отложений содержание Sr и Ba мало и изменяется незначительно (см. рис. 1, 2). Отношение Sr : Ba различно для глинистых разрезов и меняется от 0,35 до 1,9.

Содержание V в глинах указанных разрезов 0,0035 — 0,006%. При этом в глинах разрезов Аулят и Уря-Дарья наблюдается увеличение содержания V по сравнению с песчаниками и алевролитами, что связано, по-видимому, с увеличением количества находящегося в них органического вещества. В глинах разрезов Булгари и Ройка содержание V меньше по сравнению с песчаниками и алевролитами этих же разрезов.

Распределение Sr в глинах изученных разрезов изменяется незначительно. По сравнению с песчаниками и алевролитами в разрезах

Уря-Дарья и Аулят его концентрация в глинах возрастает, а в разрезах Булгари и Ройка уменьшается. Изменения в распределении Sr обусловлены, вероятно, составом материнских пород. Содержание Мп в

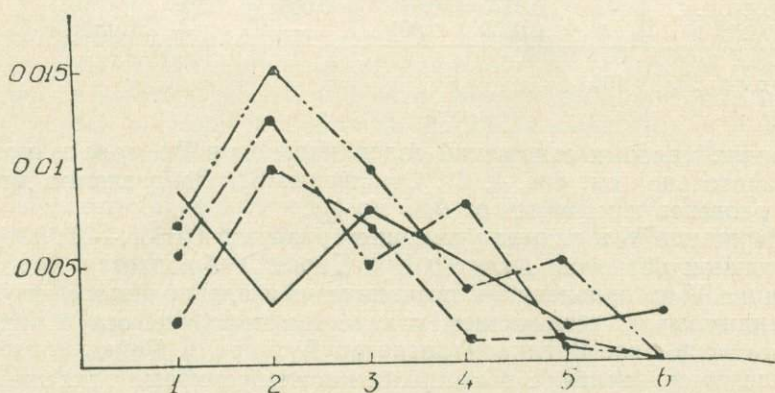
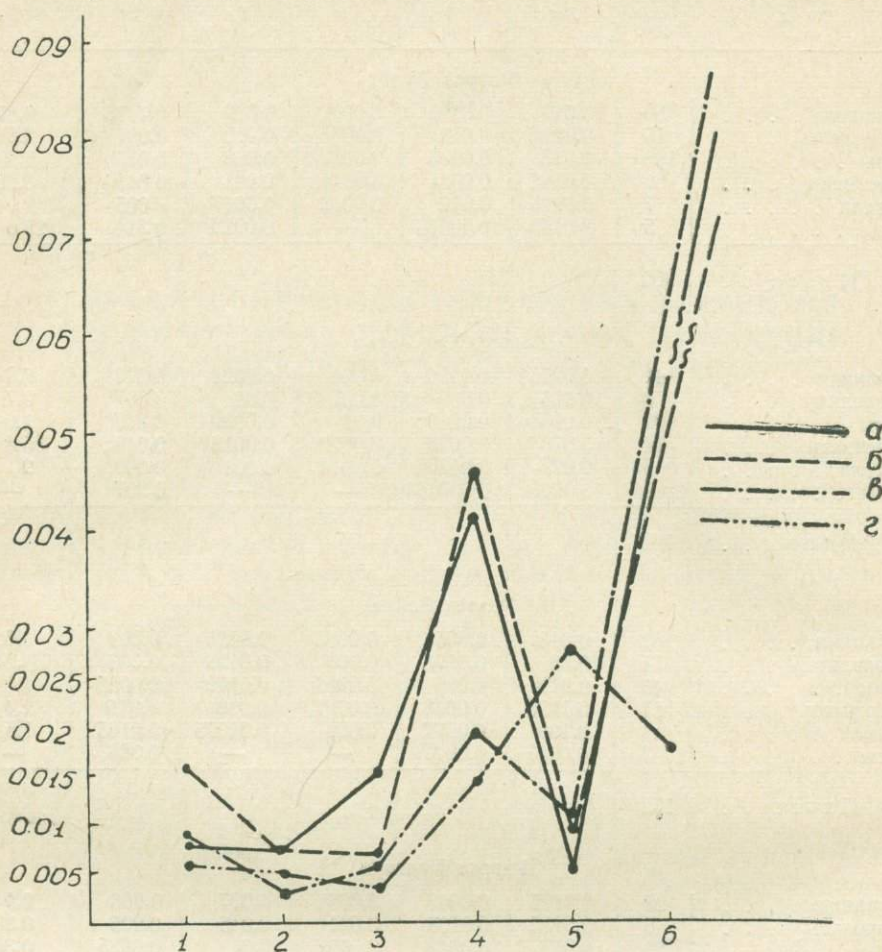


Рис. 1, 2. График изменения содержания стронция и бария в различных литологических разностях меловых пород. Разрезы: а — Аулят; т — Уря-Дарья; в — Ройка; г — Булгари.

глинах выше всего в образцах из разреза Булгари; а в образцах из остальных разрезов содержание Мп уменьшается до 0,016%.

Исследованные известняки в основном глинистые. Вместе с глинами в известняки поступают малые элементы. Как видно из графиков (см. рис. 2, 3, 4), содержание Ва, Сг и V в глинистых известняках по сравнению с глинами резко понижается, а содержание Мп и Sr, как правило, возрастает. Малое содержание элементов группы железа и возросшее содержание Sr свидетельствуют о накоплении Sr биогенным путем. В известняках из разрезов Булгари и Ройка содержание Sr меньше, чем в глинах, а содержание Мп повышается.

Изменение содержания Мп позволяет судить о степени удаления области сноса и отличать породы геосинклинальной области от платформенной. В данном случае, вероятно, имело место интенсивное выветривание; элемент привносился пресными водами.

Отношение Sr : Ва различно в образцах из разных разрезов. Так, для разреза Булгари Sr : Ва = 3,8, а для разреза Уря-Дарья Sr : Ва = 35,4. Это еще раз подтверждает, что осадки образовались в различных условиях, и позволяет проследить переход от пресноводных условий к морским (при этом величины Sr : Ва возрастают).

В мергелях по сравнению с известняками содержание Ва понижается за исключением мергелей разреза Ройка. В мергелях разрезов Аулят и Уря-Дарья ванадия меньше, чем в известняках, а в мергелях разрезов Булгари и Ройка больше. Содержание Sr в мергелях уменьшается до 0,005%, только в образцах разреза Булгари оно увеличивается и достигает 0,028%.

В гилсах из малых элементов концентрируется только Sr. Остальные элементы отсутствуют или присутствуют в незначительных количествах. Накопление Sr происходит химическим путем: когда концентрация солей возрастает в 4—5 раз, вместе с гипсом и ангидритами начинает осаждаться целестин. Однако в больших количествах Sr не накапливается. По-видимому, осажждение целестина и ангидрита происходит одновременно, что и ведет к накоплению Sr в этот период, но общая доля его, ввиду разбавляющего действия ангидрита, в осадке невысока. В отдельных слоях ангидритов в процессе диагенеза содержание целестина повышается. В общем сульфатные породы обогащены Sr больше, чем карбонатные. Сг отсутствует в сульфатных породах, содержание V очень невелико. Ва встречается в наиболее обогащенных Sr образцах (разрез Аулят). Наиболее часто из малых элементов присутствует Мп. Все эти данные показывают, что образование сульфатных пород происходит в условиях замкнутых лагун при высокой солености вод.

Выше рассматривалось распределение малых элементов в основных петрографических типах пород — песчаниках, алевролитах, глинах, известняках, мергелях, гилсах по отдельным разрезам, проведено их сопоставление. Показано, что в распределении малых элементов по профилю песчаники-гилсы имеют определенные закономерности, характерные для отдельных элементов или групп.

Содержание Sr, как видно из таблицы и графиков (см. рис. 1), незначительно отличается по различным разрезам. Концентрация Sr обычно возрастает от песчаников к глинам, растет в глинистых известняках, уменьшается в мергелях и вновь сильно возрастает в сульфатных породах. Указанная закономерность в распределении Sr характерна как для платформенной, так и для геосинклинальной областей.

Изучение распределения Ва показало, что содержание его, максимальное в алевролитах, снижается в глинистых карбонатах и почти

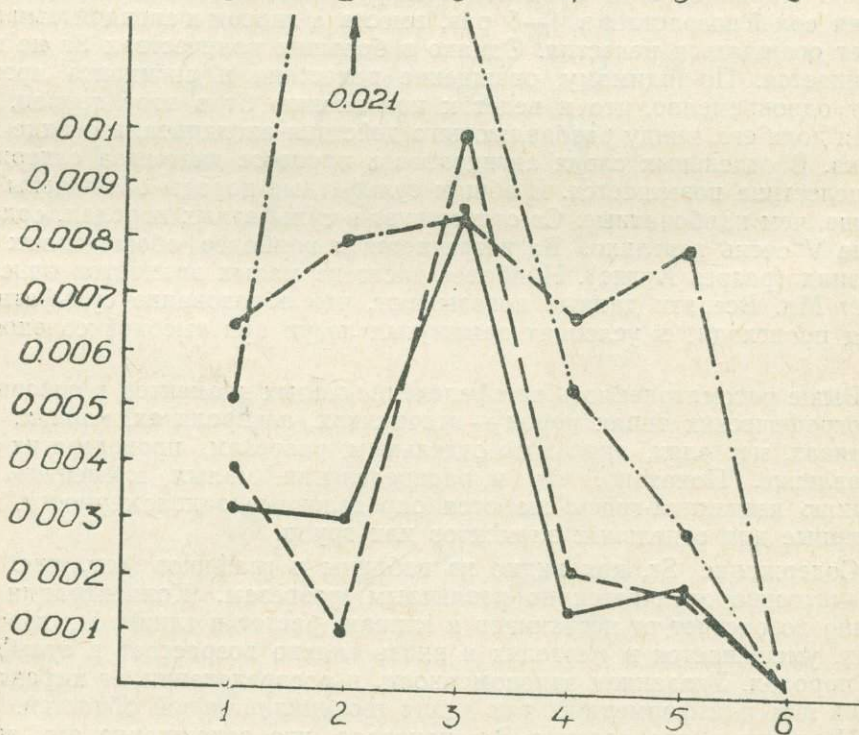
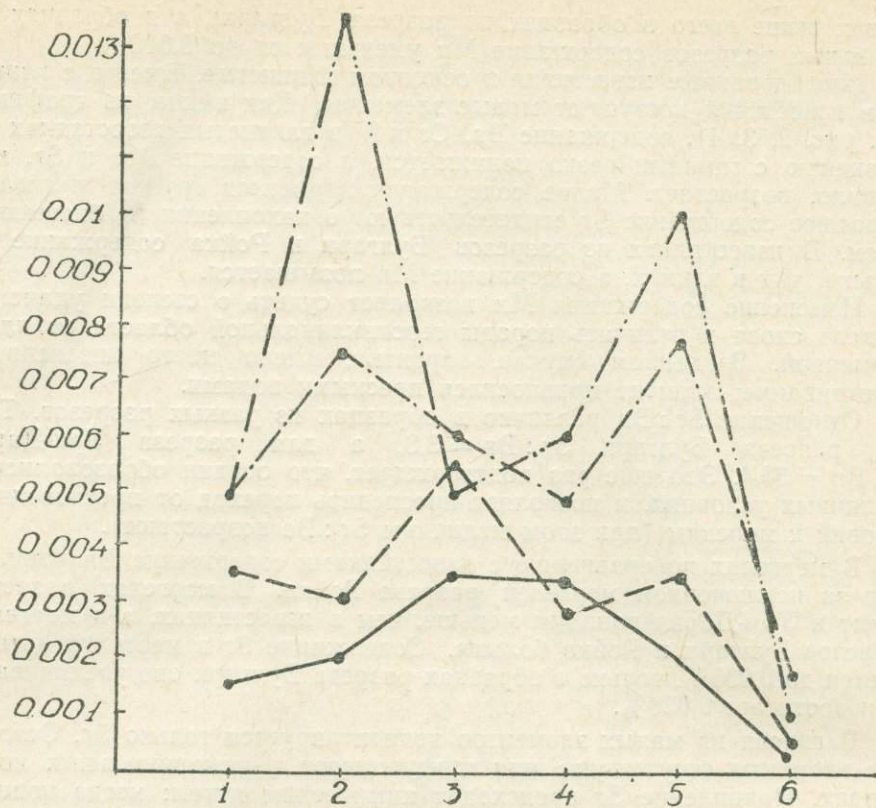


Рис. 3, 4. Графики изменения содержания ванадия и хрома. (Разрезы те же, что и на рис. 1, 2).

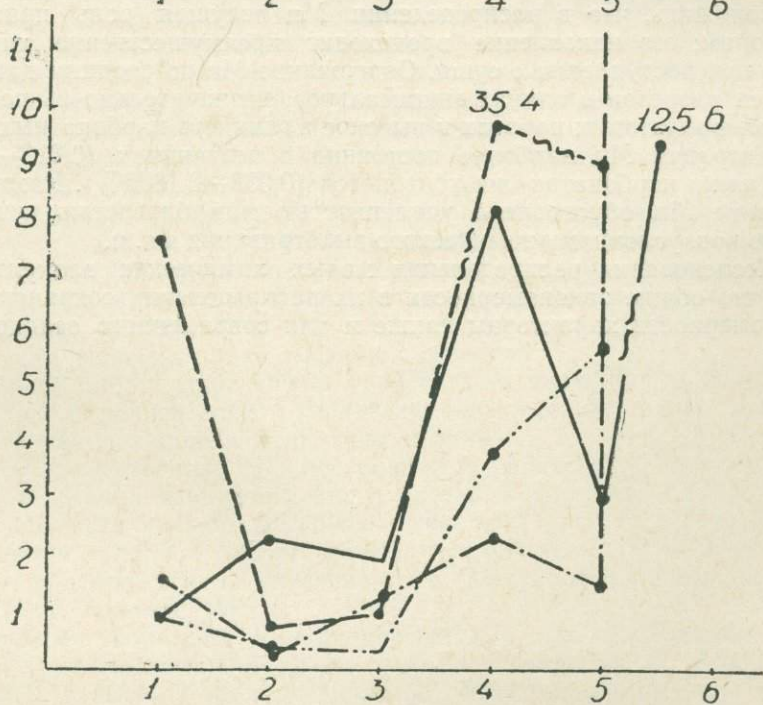
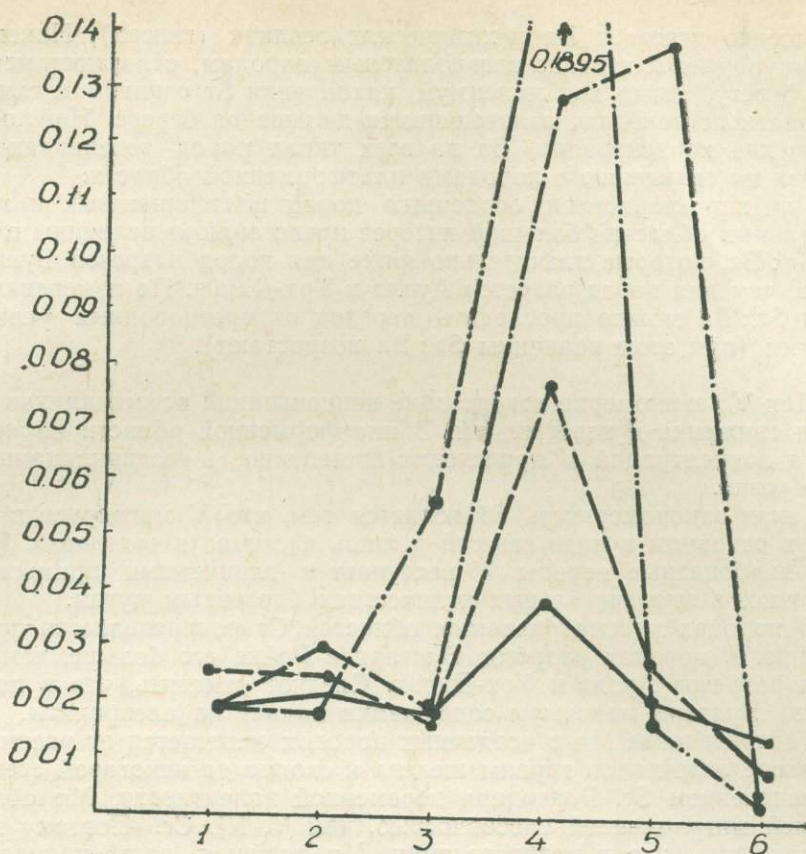


Рис. 5, 6. Графики изменения величины содержания марганца и отношения стронция к барию. (Разрезы те же).

совершенно исчезает Ва в химических осадках (гипсах). Накопление Ва приурочено к песчано-алевролитовым породам, отлагающимся ближе к берегу, тогда как максимум накопления Sg сдвинут к глинисто-карбонатным породам, отлагающимся дальше от берега. Наблюдается повышение концентрации Ва во всех типах пород геосинклинальной области по сравнению с породами платформенной области.

Для характеристики осадочных пород платформенных и геосинклинальных областей большой интерес представляют величины отношения $Sg : Va$, которые значительно ниже для пород разрезов Булгари и Ройка, чем для пород разрезов Аулят и Уря-Дарья. По изменению значения $Sg : Va$ можно проследить переход от пресноводных условий к морским (при этом величины $Sg : Va$ возрастают).

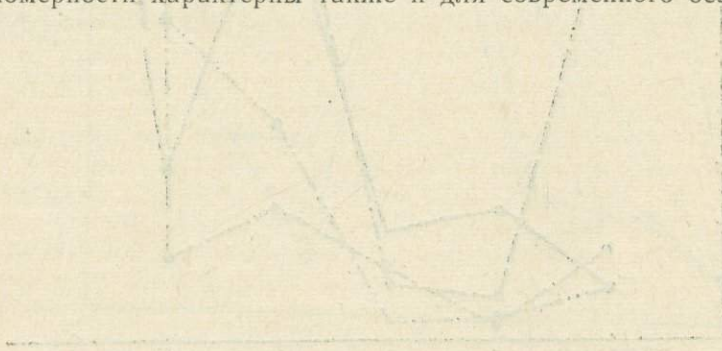
Для V закономерно возрастание концентраций от песчаников к глинам и снижение к известнякам. В платформенной области нарастание и спад концентраций V происходит постепенно, в геосинклинальной — более резко.

Такая закономерность объясняется тем, что V мигрирует в водах суши в основном в виде взвесей и лишь частично в растворах. В глинисто-карбонатные породы V поступает с глинистыми примесями и, возможно, в незначительных количествах биогенным путем.

В породах рассматриваемых областей Sg распределяется подобно ванадию. В породах разрезов Булгари и Ройка его больше, чем в породах разрезов Аулят и Уря-Дарья. Следует отметить, что в породах разреза Булгари максимум содержания падает на алевролиты.

Распределение Mn в осадочных породах отличается от рассмотренных выше элементов группы железа и сходно до некоторой степени с распределением Sg. Благодаря переменной валентности, Mn обладает большей миграционной способностью, чем V, Ni, Sg. Поэтому можно предположить, что в распределении Mn ведущая роль принадлежит растворам; его накопление происходит преимущественно химическим путем при поступлении с суши. Содержание Mn по средним данным для четырех разрезов в глинах минимальное, незначительно выше — в песчано-алевролитовых породах и высокое в глинисто-карбонатных породах. Концентрация Mn наиболее постоянна в песчаниках (0,017—0,026%), тогда как в карбонатах она колеблется (0,039—0,1895%). Различное содержание Mn обусловлено удаленностью или близостью суши, соленостью вод, условиями химического выветривания и т. п.

Исследования распределения малых химических элементов показали, что общие закономерности в их распределении сохраняются. Эти закономерности характерны также и для современного осадконакопления.



Выветривание и глинистые включения в осадочных породах платформенной области (Бульгарский разрез) и геосинклинальной (Бульгарский разрез)

Т. А. Сафранов

ОБ ОДНОМ ИЗ МЕТОДОВ ВЫЯВЛЕНИЯ В ТОЛЩАХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВТОРИЧНЫХ БИТУМОВ

Установление в породах вторичных битумов — одна из важнейших задач геохимической битуминологии. Наличие аллохтонных битумов в толщах осадочных пород может свидетельствовать об имевших место процессах миграции и аккумуляции углеводородов, в связи с чем понятен тот интерес, который проявляют исследователи к методам разграничения сингенетических и вторичных битумов.

В практике современных исследований с успехом применяются петрографические, люминесцентные и химические методы различия сингенетических и вторичных битумов. Однако наибольшее развитие получили химико-битуминологические методы диагностики генетических свойств битумов, основанные на их количественной и качественной характеристике. С использованием данных о содержании битумов в породах, групповом и элементарном составе хлороформенного битума, углеводородном составе масел и ряда других показателей многие исследователи применяют графические приемы выявления вторичных битумов (А. М. Акрамходжаев и др., 1966; Г. А. Амосов, М. С. Ярошевский, 1965; Н. Б. Вассоевич, 1958 и др.).

Эффективность графических методов заключается в их наглядности и удобстве для интерпретации геохимических данных. Следует отметить, что большинство исследователей изображают битуминологические данные изолированно, в отрыве от геохимических показателей вмещающих пород, в результате чего снижается возможность применения графиков для решения задач нефтяной геологии.

В данной работе прослежена графическая зависимость битуминизации пород и показателей окислительно-восстановительных условий осадконакопления с целью выявления вторичных битумов. В качестве аналитического материала для построения графика были использованы данные содержания хлороформенного битума в породах, а также формы серы и железа, по которым были вычислены расчетное содержание органического углерода (Сорг. расч.), сумма реакционно-способного железа — Fe и показатель интенсивности восстановительного процесса RFe (П. С. Славин, 1964).

Исходными теоретическими предпосылками для обоснования предлагаемого графического метода послужили взгляды А. Д. Архангельского (1927) и И. М. Губкина (1932) об обязательном наличии резко восстановительной и восстановительной среды осадконакопления для

нефтегазообразования, которые впоследствии были развиты в работах В. В. Вебера, К. Ф. Родионовой, Н. М. Страхова и др. В последнее время некоторые исследователи допускают возможность генерации углеводородов в отложениях, образованных в нейтральной и слабоокислительной среде. Однако незначительное содержание органического вещества и битумов в этих отложениях не позволяют рассматривать их с точки зрения практической нефтегазопроизводительности.

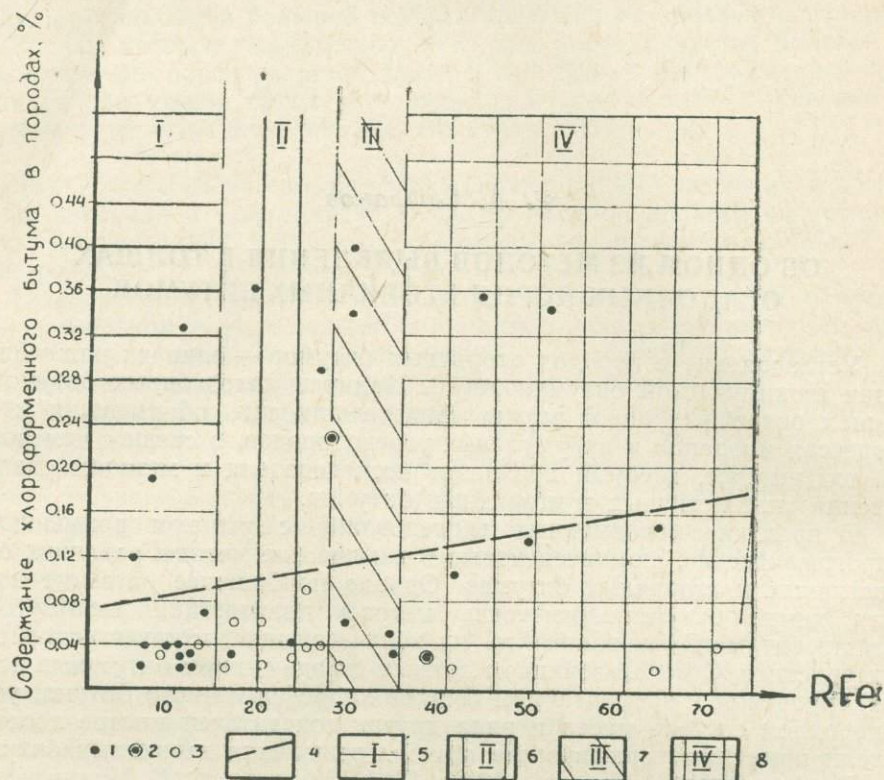


Рис. 1. График зависимости битуминизации пород от окислительно-восстановительных условий осадконакопления. 1 — песчаники и алевролиты; 2 — известняки; 3 — глины; 4 — линия раздела сингенетических и вторичных битумов. Типы окислительно-восстановительных обстановок: 5 — окислительная; 6 — слабовосстановительная; 7 — восстановительная; 8 — резко-восстановительная.

В ряде работ по различным регионам страны (А. М. Акрамходжаев, А. К. Каримов, 1966; Л. А. Гуляева, 1953; С. К. Салямсва, 1966) показано, что восстановительные условия наиболее благоприятны для битумообразования. Из сказанного следует, что осадкам, образованным при восстановительной обстановке, должна соответствовать повышенная битуминозность, а окислительным условиям осадконакопления — низкое содержание хлороформенных битумов.

Исследования нижнемеловых отложений Душанбинского прогиба показали, что в толщах осадочных пород, образованных в явно окислительной обстановке, встречаются довольно часто высокие значения хлороформенного битума. Такое несоответствие между типом окислительно-восстановительных условий осадконакопления и повышенной концентрацией битума позволяет говорить об его вторичном характере.

На графике (см. рис. 1), показывающем зависимость между содержанием хлороформенного битума в породах и коэффициентом RFe, выделяются два поля. Первое поле с максимальной плотностью точек анализов характеризует сингенетичные породе битумы и приурочено к нижней части графика. Здесь наблюдается общая тенденция увеличения содержания битумов с возрастанием степени восстановленности пород (коэффициента RFe). Выше линии раздела располагаются вторичные битумы, выделяющиеся своими аномально высокими значениями.

Предвидя возможность сомнения о достоверности положения линии раздела между сингенетичными и вторичными битумами, было выполнено несколько детальных анализов хлороформенных битумов для подтверждения их природы. В результате проведенных исследований стало известно, что битумы, попадающие в нижнюю часть графика, характеризуются: малым содержанием масел (21,20%), значительными величинами асфальтенов (19,22%) и смол (59,58%), а также весьма заметной ролью гетерогенных элементов (S+N+O) в составе хлороформенного экстракта (до 22,44%), то есть всеми признаками сингенетичного битума. Вторичные битумы, располагающиеся выше линии раздела отличаются отсутствием или незначительным содержанием асфальтенов (0,39%), повышенной ролью масел (94,68%) и углеводов в них (74,20%). Кроме того, элементарный состав битумов, относимых по графику к вторичным, находится в согласии с их природой: С — 84,66%, Н — 12,82%; S+O+N — 2,52%.

Возможность применения подобных графических построений для выявления вторичных битумов, то есть, по существу, нефти и ее производных, несомненно. Применение метода позволит решать некоторые научно-теоретические и практические вопросы нефтегазовой геохимии.

Е. Б. Яковец

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНОГО ПОТЕНЦИАЛА ПОРОД ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ РАЗРЕЗОВ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

Настоящая работа является результатом опробования метода, предложенного Д. Бардоши и М. Бодом (1960). Исследовалась применимость этого метода к оценке нефтегазоносности отложений на примере изучения разведочных площадей Душанбинского прогиба (Шамбары, Комсомольская, Андыген). Эта методика представляет собой прослеживание во времени изменений окислительно-восстановительного потенциала, возникающего при обработке породы сильными окислителями различных концентраций. В качестве окислителя применяются растворы двуххромовокислого калия концентраций 0,1N, 0,01N и 0,001N. Всякий раз в растворитель добавляется 48% серная кислота для поддержания постоянным рН раствора, меньше 1 и для более полного вскрытия породы.

Настоящая методика так же, как Eh водных вытяжек, не дает абсолютных значений Eh породы. Зато полученные данные позволяют выявить ряд полезных качественных характеристик, наиболее интересных при литолого-геохимическом изучении разреза. Так, можно судить об окисленном или восстановленном характере породы, о сравнительной величине восстановленности (или окисленности), о наличии восстановленных компонентов в окисленной породе или, наоборот, окисленных — в восстановленной. По результатам исследований также можно заключить о том, легко или труднорастворимой является восстановленная (или окисленная) часть породы. Интересным оказывается заключение об отношении породы к окислению (устойчива и неустойчива).

На прилагаемых графиках отражены величины относительной степени восстановленности и устойчивости к окислению (см. рис. 1—3). Большие значения милливольт отвечают большим величинам как степени восстановленности, так и устойчивости к окислению. К расшифровке причин, обуславливающих отношение породы к окислению, на графиках нанесены величины основного восстановленного и способного окисляться компонента — растворимого в кислоте закисного железа. График обнаруживает отсутствие связи между содержанием минерального восстановленного компонента и степенью восстановленности и стабильностью породы. Действительно, исследования О. П. Четвериковой (1958) показали, что окисление восстановленного минерального комплекса происходит мгновенно. И поэтому, если степень восстановленности породы обязана суммарному действию всех восстановленных компонен-

тов породы—неорганических и органических,—то стабильное или лабильное состояние породы, видимо, обусловлено характером органического вещества. Так, обогащенность восстановленным (легко окисляющимся) органическим веществом делает породу неустойчивой к окислению. Наоборот, сингенетичное высокометаморфизованное органическое вещество, потерявшее восстановленные компоненты, должно обнаруживать устойчивость к окислению.

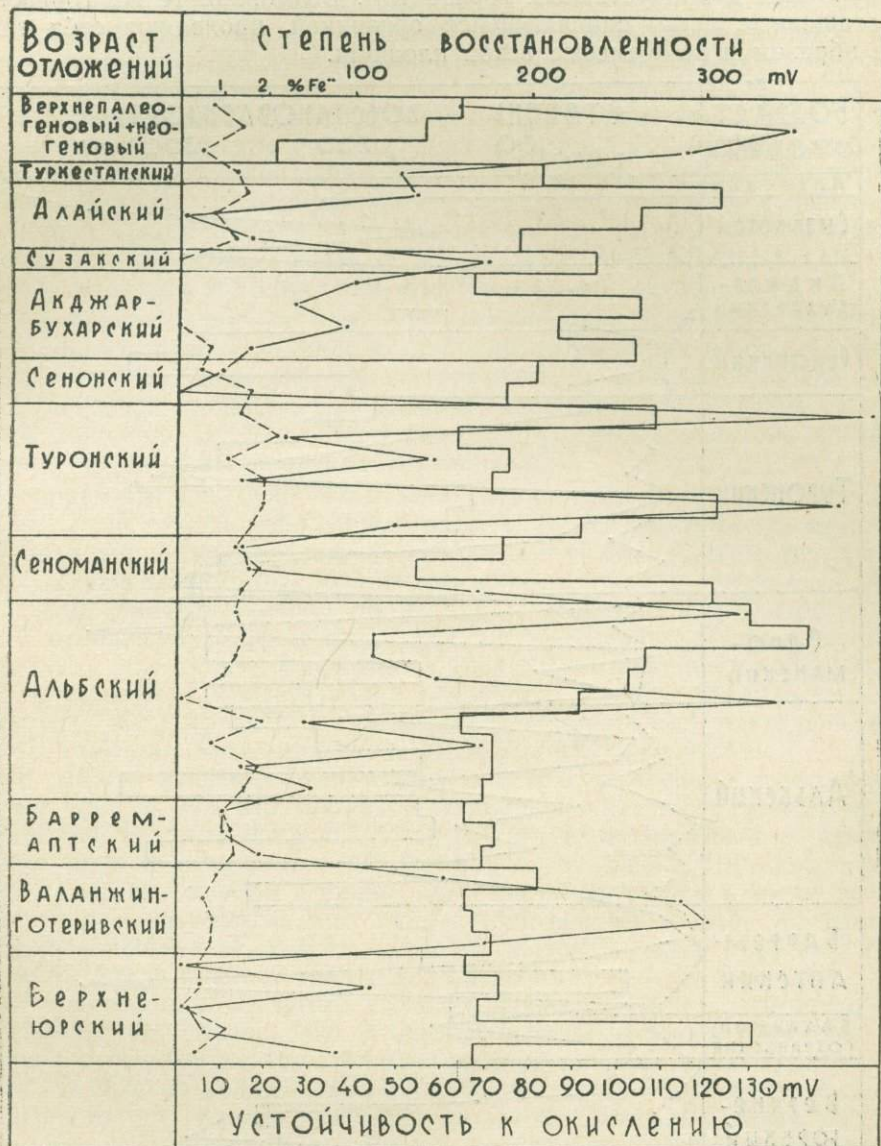


Рис. 1. Схема распределения степени восстановленности, устойчивости к окислению и содержания закисного железа по разрезу площади Шаамбары. 1 — степень восстановленности; 2 — устойчивость к окислению; 3 — содержание закисного железа.

Юрские отложения отличаются невысокими значениями степени восстановленности. На Андыгене это полностью, на Шаамбарах — преимущественно, а на Комсомольской — в 50% случаях окисленные породы с небольшой примесью восстановленных веществ.

На Адыгене восстановленные компоненты чаще всего легкорастворимы. Здесь, а также на Комсомольской площади неустойчивые к окислению породы отмечены в нижней и верхней частях разреза. Они приурочены к продуктивным горизонтам. Возможно, те же горизонты, обогащенные легко окисляющейся органикой, проявляют себя таким же образом и на Комсомольской площади.

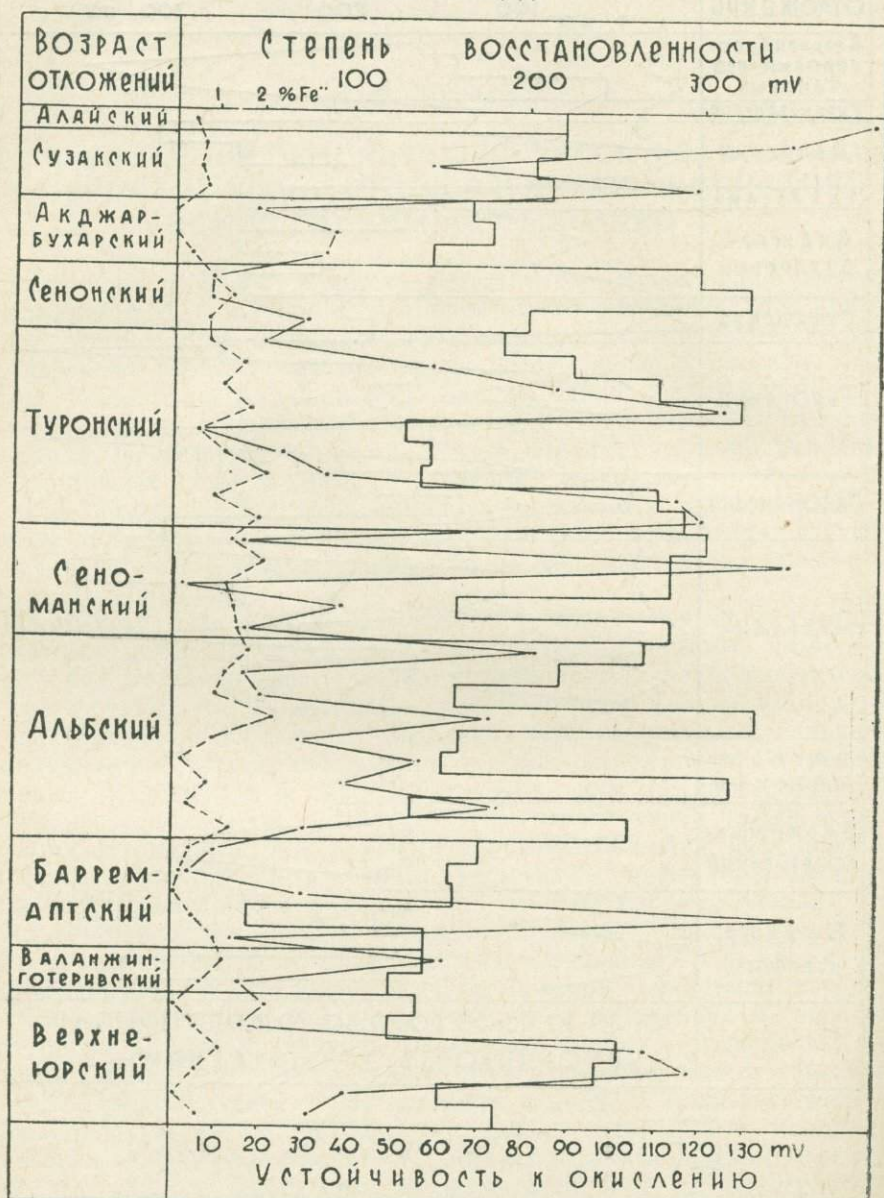


Рис. 2. Схема распределения степени восстановленности, устойчивости к окислению и содержания закисного железа по разрезу Комсомольской площади. (Условные обозначения те же, что и на рис. 1).

На Шаамбарах в общем окисленные породы неустойчивы или мало устойчивы к окислению. Видимо, эти породы наиболее обогащены вторичными восстановленными битумами.

Таким образом, можно предположить по нашим данным, что наиболее обогащены вторичной восстановленной органикой верхнеюрские отложения на Шаамбарах. На Комсомольской площади и на Андыгене такими могут оказаться верхи и низы верхнеюрских отложений.

Валанжин-готеривские отложения на всех трех изучаемых площадях представлены окисленными породами, содержащими примесь восстановленных компонентов. Повышенное содержание восстановленных веществ отмечается на Шаамбарах. Здесь же породы наиболее устойчивы к окислению. Видимо, способные легко окисляться компоненты органического вещества в отложениях Шаамбаров в значительной степени окислены до стабильного состояния. На Комсомольской площади анализировались мало устойчивые к окислению образцы, особенно из основания толщи. На Андыгене окисленные породы неустойчивы к окислению, что, вероятно, указывает на большое содержание в анализируемых образцах эпигенетичной восстановленной органики.

Обобщая имеющиеся немногочисленные данные, можно заключить, что наибольшей продуктивности валанжин-готеривских отложений можно ожидать на Андыгене (XIV горизонт), в меньшей степени — на Комсомольской площади, где должны заинтересовать породы основания валанжина. На Шаамбарах анализируемые образцы не выявили обогащенности восстановленной органикой.

Баррем-аптские отложения повсеместно представлены окисленными породами с очень небольшими примесями восстановленных веществ. Все анализируемые образцы на Шаамбарах обнаружили неустойчивость к окислению. На Комсомольской площади и Андыгене этим свойством отмечены образцы из верхней и нижней частей разреза.

В отложениях баррем-апта сочетание окисленных пород с неустойчивостью к процессам окисления обнаруживает наличие восстановленных органических веществ как в основании разреза (Комсомольская, Андыген), так в средней (Шаамбары, Комсомольская) и верхней частях (Шаамбары, Комсомольская, Андыген — XIII горизонт).

В разрезе альбских отложений развиты и окисленные и восстановленные породы. На Шаамбарах и Андыгене окисленные породы четко ограничены границами среднего альба. На Комсомольской восстановленные породы отмечаются по всему разрезу альба. Видимо, сильно восстановленные породы в наших разрезах оказываются в то же время сингенетично битуминозными. Так, сингенетичные битумы на Комсомольской площади отмечаются по всему разрезу альба, а на Шаамбарах и Андыгене лишь в нижней его части.

Устойчивость к окислению на Шаамбарах возрастает снизу вверх, на Комсомольской — сверху вниз. Альбские породы Андыгена наиболее устойчивы к окислению. Неустойчивость к окислению здесь обнаружили лишь образцы из нижнего альба и верхней части среднего альба.

Видимо, на Шаамбарах и на Андыгене более обогащена восстановленным органическим веществом (нейтральными битумами) средняя часть разреза, а на Комсомольской площади — верхняя часть.

В отложениях **сеномана** преобладают восстановленные породы. Наиболее окисленные породы слагают разрез Андыгена, а наиболее восстановленные — Комсомольской площади. На всех площадях самые неустойчивые к окислению породы тяготеют к верхам отложений. На Комсомольской площади этим же свойством отмечены образцы из основания сеномана.

Видимо, на всех трех площадях вторичным органическим веществом — это определено в отношении окисленных пород — обогащены верхи сеномана (IX горизонт). На Комсомольской площади — нижняя часть сеноманских отложений.

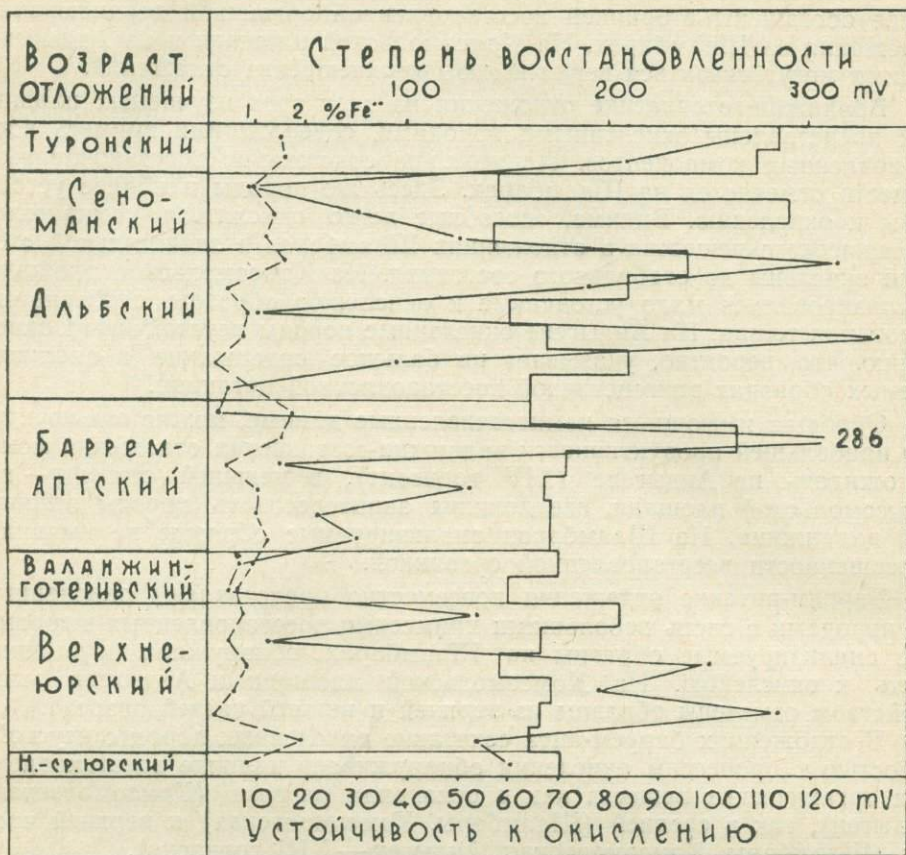


Рис. 3. Схема распределения степени восстановленности, устойчивости к окислению и содержания закисного железа по разрезу площади Андыген. (Условные обозначения те же, что и на рис. 1).

В туроне отмечены как восстановленные, так и окисленные породы. В Шаамбарах наиболее окисленные породы фиксируются в средней части турона. Наименьшей устойчивостью к окислению отмечены именно самые окисленные породы, что, видимо, вызвано наличием восстановленного органического вещества вторичного происхождения. На Комсомольской площади по степени восстановленности и устойчивости к окислению хорошо разграничиваются нижний и верхний отделы турона. В обеих частях разреза снизу вверх уменьшается степень восстановленности, и что характерно, — устойчивость к окислению. Таким образом, самые окисленные породы здесь одновременно и самые неустойчивые к окислению, что, видимо, также обязано наличию вторичного восстановленного органического вещества. Такая же закономерность имеет место и на Шаамбарах. На Андыгене отложения турона представлены восстановленными породами, устойчивыми к окислению.

Итак, для турона четко прослеживается необычная закономерность: самые восстановленные породы в то же время обнаруживают

наибольшую устойчивость к окислению. И, наоборот, наиболее окисленные породы являются самыми неустойчивыми к окислению. Может быть, это свойство нефтематеринской толщи, где наиболее обогащенные органическим веществом породы, (т. е. самые восстановленные), хотя и остались такими, потеряли наиболее восстановленную и способную мигрировать углеводородную часть. И теперь такие породы обнаруживают устойчивость к процессам окисления. Менее глинистые, обедненные органическим веществом, а поэтому и окисленные породы, видимо, оказываются более благоприятными для накопления подвижных восстановленных компонентов органического вещества. Такие породы поэтому становятся неустойчивыми к окислению.

Отложения **сенона** охарактеризованы небольшим числом образцов. На Шаамбарах это окисленные породы, а на Комсомольской площади — восстановленные. На обоих разрезах породы неустойчивы к окислению. Видимо, породы сенона содержат легко окисляющиеся органические вещества.

Акджар-бухарские отложения представлены окисленными породами. Более окислены породы Комсомольской площади. Породы мало устойчивы к окислению. Органическое вещество акджар-бухарских пород, по-видимому, несколько окислено.

Сузакские отложения представлены восстановленной разностью на Шаамбарах и окисленными породами (с большим содержанием восстановленных компонентов) на Комсомольской площади. Во всех случаях это устойчивые к окислению породы. Видимо, здесь не имеют распространения восстановленные формы органического вещества.

В **алайских** отложениях развиты окисленные породы, часто с большой примесью восстановленных компонентов. На Шаамбарах образцы из нижней части алая обнаруживают неустойчивость к окислению. Эта часть разреза соответствует I нефтенасыщенному горизонту на Шаамбарах. Выше по разрезу породы становятся устойчивыми к окислению. На Комсомольской площади образец из I горизонта обнаруживает очень высокую устойчивость к окислению — видимо, исследуемая порода лишена восстановленной органики.

Надалайские отложения изучены на Шаамбарах. Это окисленные и устойчивые к окислению породы.

В заключение можно в общем оценить полученные результаты. На всех трех площадях хорошо выделяются нижнемеловая толща окисленных пород, включающая валанжин-готерив, баррем-апт, а на Шаамбарах и Андыгене — так же среднюю и нижнюю часть альба. По степени восстановленности окисленная нижнемеловая толща слабо дифференцирована, что нельзя сказать о вышележащей части мезо-кайнозой — в общем, более восстановленной. Видимо, широкое развитие сингенетичной битуминозности в альбских и верхнемеловых отложениях делает породу более восстановленной.

ФИЗИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛИНИСТЫХ ПОКРЫШЕК МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Изучение глин меловых отложений Юго-Западного Таджикистана представляет один из разделов комплексно-литологических работ. В настоящей статье обобщаются данные, полученные в результате изучения минерального состава, плотности, общей и открытой пористости глинистых пород, а также их связь с эпигенетическими процессами. Известно, что по мере погружения сформированных пород в более глубокие зоны земной коры, где имеет место последовательное увеличение температуры и давления, начинаются новые минеральные изменения и вместе с тем происходит уплотнение и уменьшение мощности осадков.

Стадии уплотнения глин, обычно, выводятся на основании изучения формы кривой изменения абсолютной пористости, и от глубины. Н. Б. Вассоевич (1960) выделяет четыре стадии уплотнения: свободного (50—45%), затрудненного (45—35%), сильно затрудненного (35—8%), весьма сильно затрудненного.

С другой стороны абсолютная пористость находится в прямой зависимости от минералогического состава глин, т. е. от наличия разбухающих глинистых минералов. Эпигенетические изменения минералов глин происходят в сторону исчезновения разбухающих их компонентов.

Наблюдения в отдельных меловых разрезах Юго-Западного Таджикистана показывают, что уплотнение глинистых пород зависит не только от глубины погружения осадков и тектонических особенностей района. Большая роль в этом процессе принадлежит фаціальным и минералогическим типам глин.

Глинистые породы мела составляют 35—40% мощности разрезов, образуя отдельные слои среди песчано-алевритовых и карбонатных пород или отдельные пачки мощностью 30—50 м, иногда более 150—200 м. Мощность и количество глинистых горизонтов к горному обрамлению сокращаются, уменьшается степень отмученности, относительно чистые глины сменяются песчаными и алевритовыми разностями. Примеси песчано-алевритового материала нередко превышают 25—35%.

Характерной особенностью глин является высокая карбонатность, составляющая иногда 30—40%. Фаціальное неокончательное аптские глины являются лагуно-континентальными осадками. Начиная с альба повсеместно развиты морские глины.

Несмотря на распространенность в разрезах мел-палеогеновых отложений глинистых пород, состав присутствующих в них глинистых минералов до настоящего времени не подвергался детальному исследованию. Нами было проведено комплексное изучение глинистых минера-

лов фракции $< 0,001$ мм, с применением следующих методов исследования: иммерсионного, термического, химического, рентгеноструктурного и электронномикроскопического. Основными постоянно присутствующими минералами являются гидрослюда, хлорит и монтмориллонит. В морских глинах альба помимо того установлены примеси каолинита и смешано-слоистого хорита-вермикулита.

Гидрослюда встречается повсеместно и является преобладающим минералом глин и аргиллитов рассматриваемых разрезов. Снизу вверх по разрезам гидрослюда сменяется гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами.

Хлорит присутствует в меньшем количестве, но также, как и гидрослюда, является основным породообразующим компонентом.

Каолинит обнаружен в сероцветных глинах альба западной и юго-восточной части территории в виде небольшой примеси к основным глинистым минералам. В центральной и юго-восточной части территории каолинит отсутствует.

Монтмориллонит в смеси с гидрослюдой является породообразующим компонентом глины верхнего мела.

Смешанно-слоистый минерал, хлорит-монтмориллонитовый (местами хлорит-вермикулитовый) также, как каолинит, распространен в глинах альба и верхнего мела.

Таким образом, в зависимости от присутствия каолинита и смешано-слоистого хлорита-монтмориллонита среди гидрослюдисто-хлоритово-монтмориллонитовых меловых глин Юго-Западного Таджикистана можно выделить три самостоятельные минеральные ассоциации. Следует отметить, что, хотя выделенные минеральные ассоциации в пределах определенных разрезов отличаются сравнительно мало, на площади удается выделить определенные участки устойчиво характеризующие состав глинистых пород.

1. Ассоциации первого типа — диоктаэдрическая гидрослюда типа 2М, триоктаэдрический хлорит и примесь гематита характерна для глинистых пород неокома-апта центральной и северо-восточной части территории.

В шлифах глины имеют тонкоагрегатную структуру, часто окрашенную пятнами и сгустками краснорубрых гидроокислов железа. В хорошо отмученных породах масса глинистого вещества окрашена в розовато-красный цвет. Показатель преломления в ориентированных агрегатах фракции $< 0,001$ мм измеряется в пределах $N_g = 1,600—1,585$; $N_p = 1,580—1,565$.

Гидрослюдистые и хлоритовые минералы хорошо окристаллизованы и доступны оптическому изучению в цементе песчаников, где они образуют крустификационные каемки вокруг обломочных зерен.

Термические исследования однообразного минералогического состава обуславливают однотипность кривых нагревания (см. рис. 1). На

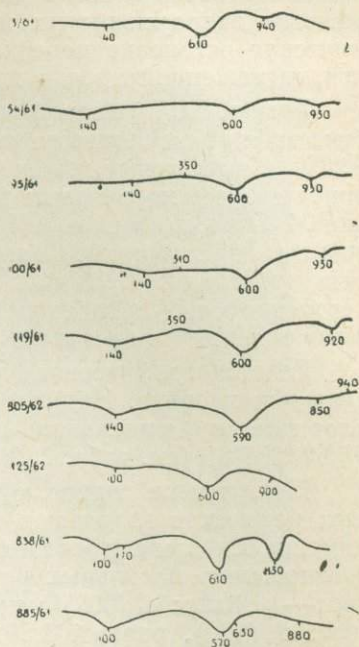


Рис. 1. Дифференциальные термические исследования неокомаптических глин (фракции $< 0,001$ мм).

всех кривых гидрослюдистых глин отмечаются, в основном, три эндотермических и два экзотермических эффекта. Первая эндотермическая остановка, связанная с выделением адсорбционной воды, наблюдается при температуре 100—140°, вторая — соответствует выделению гидросильной воды при 570—610°, третья — эндотермическая остановка, выраженная очень слабо в интервалах 930—940°, связана с разрушением решетки гидрослюдистых минералов. Характерно, что третья эндотермическая остановка нередко сопровождается экзотермической остановкой, выраженной иногда довольно резко, иногда слабо.

Химический состав фракции < 0,001 мм описываемой ассоциации (см. табл. 1) отличается наибольшим содержанием K_2O — от 5,00 до 6,23%. Характерно довольно высокое содержание MgO , связанное с присутствием хлоритовых минералов. Относительно высокое содержание MgO по сравнению с FeO говорит о преимущественно магниевом составе хлоритов. Содержание низкотемпературной воды колеблется в пределах от 1,18 до 2,45%. Представляет интерес повышенное содержание Fe_2O_3 , особенно возрастающее в восточных разрезах и связанное с наличием гематита.

Рентгенографическое исследование показало присутствие гидрослюды и хлорита. Наиболее характерные рефлексы гидрослюдистого и хлоритового минералов были получены в образцах 3/61, 54/61, 95/62, 838/61 (см. табл. 2, 3).

Присутствие гидрослюды легко устанавливается по серии базальных рефлексов гидрослюды 10,0—10,1; 4,97—5,0; 3,33—3,34, которые не изменяются при нагревании до 550° и насыщены глицерином. Судя по соотношению базальных рефлексов, гидрослюды относятся к железистым — рефлекс $d(002)$ менее интенсивен, чем $d(001)$ и $d(003)$. Рефлекс $d(060)$, равный 1,50, свидетельствует о диоктаэдрическом типе слюды. Детальный анализ рефлексов в области 4,56—2,50 Å позволяет отнести слюды к полиморфной модификации 2М.

Наряду с сильным рефлексом гидрослюдистого компонента на рентгенограммах (обр. 238/61, 3/61, 54/61) отмечается серия более слабых базальных рефлексов, характерных для хлоритов. Хлорит определяется по серии базальных рефлексов от $d(001)$ 14 Å. Некоторые увеличения $d(001)$ при насыщении глицерином до 14,6 Å и сжатии до 13,7—13,5 Å свидетельствует о том, что часть пакетов хлоритового минерала характеризуется несколько разрушенным бруситовым слоем, обуславливающим некоторую подвижность решетки минерала. При нагревании образцов до 550°, рефлекс первого порядка относительно усиливается, в то время как другие более высокие порядки этой серии рефлексов резко ослабевают, либо исчезают. Межплоскостное расстояние $d(060)$, равное 1,537 Å, свидетельствует о магниевом составе хлоритов.

Электронномикроскопическое изучение глин показало, что диоктаэдрические гидрослюды и хлориты имеют вид неправильных крупных, большей частью непросвечивающих частиц. Наряду с крупными частицами, встречаются мелкие полупрозрачные и непрозрачные фрагменты (см. рис. 2). Пластинки гидрослюды имеют более или менее изометрические формы с четкими краями. В некоторых образцах отмечается присутствие тонких удлиненных игольчатых образований, возможно гематит.

2. Ассоциация гидрослюды с несовершенным хлоритом и примесью каолинита характерна для голубовато-зеленых и серовато-голубых,

преимущественно морских глин (альба-сеномана) западной и юго-восточной части рассматриваемой территории. Основным компонентом остается диоктаэдрическая гидрослюда типа 2М. Характерно, что в более северных разрезах (Даштибед) собственно хлорит исчезает и появляется минерал со смешанно-слоистыми структурами, сложенный беспорядочно переслаивающимися хлорит-вермикулитовыми слоями. Помимо того присутствует каолинит, не встречавшийся в ранее описанных ассоциациях.

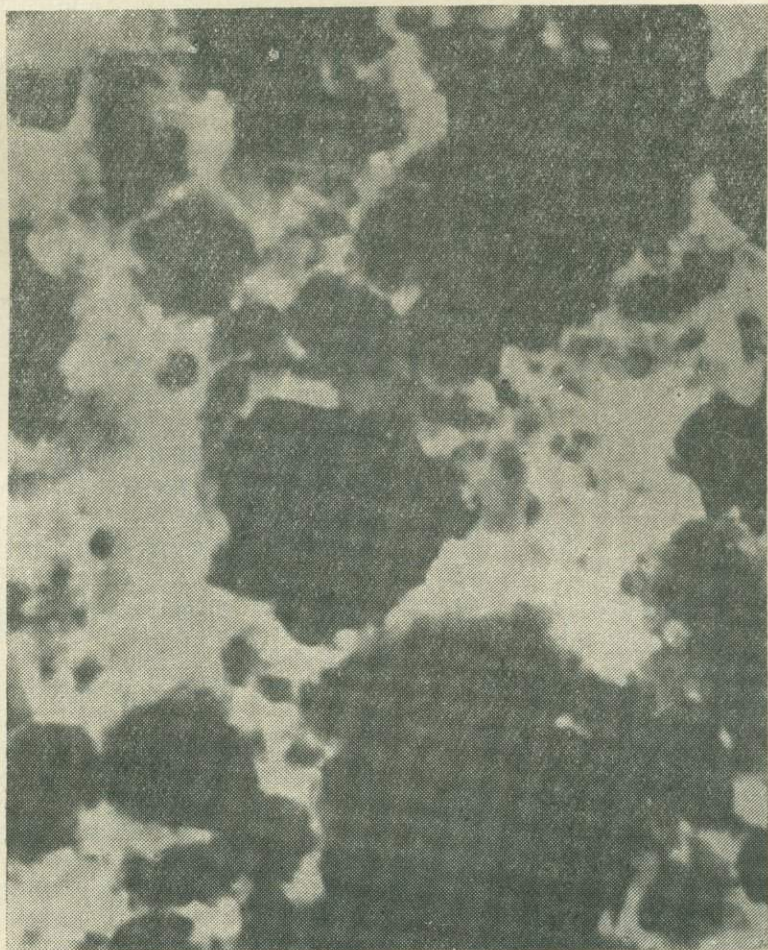


Рис. 2. Электронномикроскопические снимки гидрослюдисто-хлоритовых глин (фракции $< 0,001$ мм) неокома-апта, Увеличение 1800.

Оптические исследования показали, что глины состоят из тончайшими чешуйчатыми частицами, почти изотропными или обладающими слабой агрегатной поляризацией. Показатель преломления ориентированных агрегатов фракций $< 0,001$ мм равен $N_g = 1,580-1,565$, $N_p = 1,565-1,555$.

Термические исследования описываемых ассоциаций приводятся на рис. 3. В отличие от термограмм вышерассмотренных ассоциаций здесь более отчетливо выделяются первый и второй эндотермический эффект. На кривых нагревания образцов 229/62, 250/62, 931/61 хорошо выражен экзотермический эффект при температуре $900-920^\circ$. Экзотермический

эффект при 300—450°, вероятно, связан с окислением органического вещества и пирита.

Химический состав. Характерно некоторое сокращение содержания K_2O (4,06—5,40%). Значительное уменьшение MgO до 2% и некоторое повышение количества низкотемпературной воды в образце 250/62 свидетельствует об уменьшении содержания гидрослюда-хлоритовых минералов. Несмотря на появление серой окраски в глинах рассматриваемой ассоциации, содержание Fe_2O_3 в них остаются высоким (см. табл. 4).

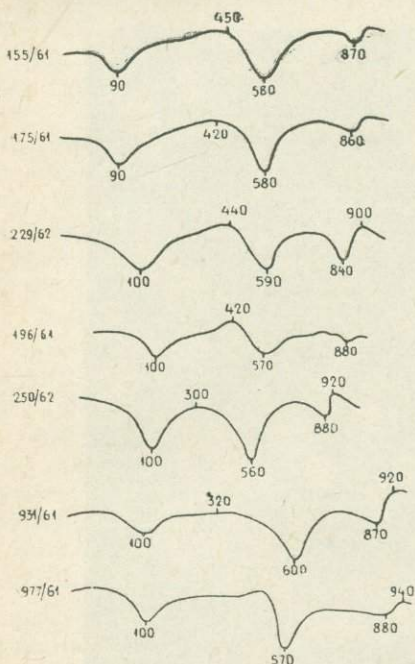


Рис. 3. Дифференциальные термические исследования альб-сеноманских глин (фракции <0,001 мм).

глин турона и сенона. В шлифах глины представлены почти изотропной массой среди которой выделяются многочисленные чешуйки слюд, обладающие высокими цветами интерференции. Показатель преломления ориентированных агрегатов фракции <0,001 мм колеблется в пределах для $N_g = 1,557—1,589$; $N_p = 1,536—1,557$; $N_g - N_p = 0,013—0,032$. Ориентированные агрегаты в большей части слабо анизотропны, что и затрудняет определение светопреломления.

Термические исследования (см. рис. 4) указывают на разнородность минерального состава глин. Экзотермические эффекты более интенсивно отмечаются в интервалах 350; 640. Первая экзотермическая остановка, вероятно, связана с окислением органического углерода. В отличие от экзотермики эндотермические остановки имеют почти одинаковую интенсивность. Характер термограмм с более ясно выраженными эндо- и экзотермическими эффектами свидетельствует о преобладании монтмориллонитовых минералов.

Рентгеноструктурные исследования верхне-меловых глин (табл. 6) показали преобладание в их составе монтмориллонита и гидрослюда. Характерными рефлексами монтмориллонита являются $d = 15,0—18,0$; $11,0—12,8$; $4,48—4,23$; $2,93—3,01$ и $1,501—1,504$ Å. Гидрослюда установ-

Рентгеноструктурные исследования. Отличием от вышеописанных ассоциаций является большая подвижность решетки хлоритов, наиболее ясно проявляющаяся в образцах 250/62, 196/61 при насыщении глицерином наблюдается увеличение базального расстояния $d(001)$ до $14,8$ Å, при нагревании сокращение до 13 Å. Помимо того в ряде образцов (196/61, 977/61) четко обнаруживается небольшая примесь каолинита.

Присутствие каолинита обнаруживается по базальным отражениям $7,2—7,0$ Å; $3,54—3,58$ Å и др., сохранившимся после обработки фракции <0,001 мм, прогретой 10% HCl. Каолинит встречен только в сероцветных глинах альба, ассоциирующихся с олигомиктовыми песчаниками в пределах западной и юго-западной зон.

3. Ассоциации монтмориллонита с гидрослюдой характерны для

глин турона и сенона. В шлифах глины представлены почти изотропной массой среди которой выделяются многочисленные чешуйки слюд, обладающие высокими цветами интерференции. Показатель преломления ориентированных агрегатов фракции <0,001 мм колеблется в пределах для $N_g = 1,557—1,589$; $N_p = 1,536—1,557$; $N_g - N_p = 0,013—0,032$. Ориентированные агрегаты в большей части слабо анизотропны, что и затрудняет определение светопреломления.

Термические исследования (см. рис. 4) указывают на разнородность минерального состава глин. Экзотермические эффекты более интенсивно отмечаются в интервалах 350; 640. Первая экзотермическая остановка, вероятно, связана с окислением органического углерода. В отличие от экзотермики эндотермические остановки имеют почти одинаковую интенсивность. Характер термограмм с более ясно выраженными эндо- и экзотермическими эффектами свидетельствует о преобладании монтмориллонитовых минералов.

Рентгеноструктурные исследования верхне-меловых глин (табл. 6) показали преобладание в их составе монтмориллонита и гидрослюда. Характерными рефлексами монтмориллонита являются $d = 15,0—18,0$; $11,0—12,8$; $4,48—4,23$; $2,93—3,01$ и $1,501—1,504$ Å. Гидрослюда установ-

Таблица 1

Химический состав глин (фракции <0,001 мм) ассоциации диоктаэдрических гидрослюд типа 2М и хлорита с примесью гематита

Воз-раст	№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	- OH ₂	+ CO ₂	C	Сумма	Свободный кварц
Валанжин-готерив	16/61	48.31	23.17	8.00	1.92	0.69	0.38	4.55	0.05		0.86	6.23	1.18	4.42	0.08	0.28	99.83	3.90
	125/62	51.64	21.21	8.25	0.83	0.81	0.39	2.96	0.03	0.03	0.58	5.70	1.68	5.89	0.38	0.16	100.66	3.49
	105/62	49.12	21.08	7.01	1.69	0.87	0.39	5.75	0.04	0.04	0.68	5.00	1.84	5.31	0.20	0.35	99.59	3.72
	95/62	47.12	23.34	4.64	2.10	0.55	0.85	5.81	0.03	0.09	0.49	5.40	1.98	6.71	0.12	0.27	99.70	2.61
	885/61	47.85	23.06	8.64	1.38	0.66	0.81	2.79	0.08	0.04	0.19	5.86	2.45	5.00	0.12	0.70	99.63	4.71
	22/62	50.28	20.99	5.64	1.48	0.85	0.39	4.28	0.01	0.23	0.43	5.40	2.91	5.30	—	0.77	99.52	2.96
	100/61	48.11	22.11	7.69	1.07	0.39	0.70	3.62	0.04	не опр.	0.78	5.82	1.02	8.09	0.06	0.34	99.84	3.00
	119/61	51.96	22.28	2.87	2.19	0.73	0.62	3.48	0.01	«	1.01	5.74	2.06	5.96	0.04	0.35	99.55	3.35
Баррем-апт	229/62	47.20	20.25	4.37	1.69	0.68	3.75	6.49	0.04	0.06	0.26	4.50	4.72	5.93	0.02	0.40	100.54	1.99
	140/61	47.92	23.38	5.61	1.86	0.79	1.06	4.59	0.11	0.06	0.49	6.10	2.76	4.94	0.68	0.12	100.47	1.16
	155/61	49.36	21.81	6.32	2.02	0.66	0.84	3.87	0.04	0.06	0.53	5.15	3.32	5.68	0.18	0.30	100.14	3.46
	175/61	46.30	23.19	7.28	1.80	0.66	0.84	5.30	0.08	0.06	0.49	4.66	3.13	5.92	0.10	0.23	100.04	2.28

Таблица 4

Химический состав глин (фракции <0,001 мм) ассоциации гидрослюды 2М с несовершенным хлоритом и примесью каолинита

Воз-раст	№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	- OH ₂	+ H ₂ O	CO ₂	C	Сумма	Свободный кварц
Альб	54/61	47.93	21.03	9.68	1.29	0.39	0.73	3.85	0.02	не опр.	0.86	5.92	1.43	6.19	0.12	0.17	99.61	3.90
	74/61	49.10	21.59	8.32	1.22	0.39	0.61	2.85	0.02	»	0.76	5.82	1.86	6.83	нет	0.17	99.54	3.62
	85/61	46.61	22.17	8.75	1.26	0.39	0.85	3.41	0.02	»	0.82	6.23	1.49	7.40	нет	0.17	99.57	0.93
	95/61	49.36	21.62	10.47	0.86	0.39	0.73	3.17	0.04	»	0.82	6.00	1.14	4.67	0.14	0.24	99.65	4.34
	196/61	47.46	22.83	6.49	2.67	0.66	0.87	2.97	0.02	0.06	0.34	4.80	3.88	6.17	—	0.51	100.03	3.19
	250/62	49.27	23.45	6.40	0.82	0.76	0.63	3.06	0.01	0.05	0.15	4.06	4.70	6.26	0.06	0.34	100.02	1.86
	931/61	47.99	21.13	9.66	1.10	1.45	1.00	3.96	0.04	0.04	0.34	5.40	3.07	5.28	0.12	0.15	100.15	1.45
	977/61	51.25	22.2	4.58	2.00	0.95	0.98	1.97	0.01	0.08	0.49	4.30	3.27	6.39	0.32	0.62	99.88	5.19

дивается по серии базальных рефлексов: 4,91—4,98; 3,32—3,35; 2,84—2,93 и др. Наряду с гидрослюдой и монтмориллонитом встречаются примеси хлорита. В образце 7/66 и 5/13 развиты смешаннослойный минерал ряда гидрослюда-монтмориллонит (с данным преобладанием пакетов монтмориллонита). Смешанно-слоистость их диагностируется по базальному отражению 11,5—11,6 Å.

Таблица 2

Рентгенометрическая характеристика фр. <0,001 мм гидрослюдисто-хлоритовых глин с примесью гематита

№№ п/п	Обр. 3/61				Обр. 54/61			
	ориентированный насыщенный		ориентированный прогретый		ориентированный насыщенный		ориентированный прогретый	
	J	d	J	d	J	d	J	d
1	2	14.6	5	14.2	2	14.0	5	13.7
2	7	10.1	10	10.2	10	10.1	10	10.1
3	4	7.1	—	—	3	7.1	1	6.98
4	5	4.97	6	5.0	5	4.99	5	4.99
5	2	4.70	—	—	2	4.8	—	—
6	4	4.48	4	4.52	2	4.54	4	4.48
7	4	4.22	4	4.26	2	4.24	2	4.24
8	3	3.65	4	3.69	1	3.70	2	3.68
9	4—3	3.49	2	3.51	3	3.53	1	3.48
10	10	3.33	10	3.33	10	3.34	10	3.34
11	2	3.17	2	3.18	2	3.19	2	3.20
12	2	3.05	2	3.09	1	3.08	1	3.02
13	2	2.97	2	3.00	1	3.00	—	—
14	2	2.84	1	2.87	1	2.85	1	2.87
15	—	—	1	2.79	5	2.69	5	2.70
16	5	2.69	5	2.70	3	2.59	3	2.58
17	4	2.56	3	2.58	1	2.51	4	2.50
18	2—1	2.50	4	2.51	2	2.398	2	2.393
19	2—1	2.441	1	2.452	—	—	1	2.271
20	4—3	2.363	2	2.383	1	2.208	2	2.199
21	1	2.261	2	2.271	2	2.128	1	2.124
22	2	2.190	2	2.208	5	1.987	5	2.004
23	4—3	2.120	2	2.124	2	1.830	—	—
24	6	1.980	5	1.994	1	1.807	—	—
25	1	1.880	—	—	4	1.694	—	—
26	3	1.836	—	—	4	1.652	—	—
27	3	1.804	—	—	—	—	—	—
28	5—4	1.685	—	—	—	—	—	—
29	5—4	1.643	—	—	—	—	—	—
30	2	1.537	—	—	—	—	—	—
31	4	1.495	—	—	—	—	—	—

Установленные нами три минеральные ассоциации характеризуют определенные интервалы мелового разреза. Для неоком-аптской части разреза породообразующими компонентами глин являются хлорит и гидрослюда, в альбе и сеномане наряду с этими компонентами появляются каолинит и монтмориллонит. Турон-сантон повсеместно характеризуется повышенным содержанием монтмориллонита. Такое направленное изменение минерального состава глин вероятно связано с тектоно-климатическим режимом и степенью эпигенетической переработки пород.

Для характеристики степени изменения глинистых горизонтов (покрышек) при уплотнении их под действием все увеличивающейся нагрузки вышележащих отложений было произведено изучение открытой пористости глин (см. табл. 7). Необходимо отметить, что линейная

связь между пористостью и глубиной погружения пород характерна для горизонтально залегающих платформенных осадков (Энгельгард, 1964; Уэллер, 1961). В изученных нами разрезах породы дислоцированы неодинаково в разных структурно-фациальных зонах. Встречаются разные типы складок: от веерообразных и опрокинутых, до горизонтально залегающих.

Таблица 3

Рентгенометрическая характеристика фр. $\angle 0,001$ мм гидрослюдисто-хлоритовых глин с примесью гематита

№№ п/п	Обр. 838/62				Обр. 95/2			
	ориентирован, насыщенный		Ориентирован, прогретый		Ориентирован, насыщенный		Ориентирован, прогретый	
	J	d	J	d	J	d	J	d
1	5	14.6	9	13.7	3	14.4	9	13.5
2	10	10.0	10	10.1	5	10.1	10	10.1
3	9	7.1	1	6.8	4	7.2	—	—
4	5	4.99	6	5.1	3	5.1	7	5.0
5	5	4.70	—	—	2	4.70	—	—
6	2	4.52	2	4.54	2	4.56	3	4.48
7	2	4.28	1	4.29	1	4.31	2	4.28
8	—	—	1	3.73	—	—	2	3.72
9	9	3.55	1	3.53	4	3.57	1	3.54
10	10	3.33	10	3.36	10	3.36	10	3.35
11	1	3.20	1	3.26	2	3.23	2	3.23
12	3—2	2.99	2	3.04	2	3.03	2	3.04
13	—	—	1	2.89	2	2.87	1	2.89
14	4	2.84	1	2.81	—	—	1	2.80
15	5	2.69	4	2.70	3	2.72	4	2.69
16	5	2.59	2	2.59	4—3	2.60	2	2.60
17	—	—	2	2.52	—	—	4	2.52
18	1	2.457	1	2.497	—	—	1	2.452
19	4	2.388	1	2.393	3	2.388	1	2.393
20	1	2.280	1	2.285	1	2.275	1	2.285
21	1	2.208	1	2.212	—	—	1	2.230
22	4—3	2.132	1	2.136	3	2.144	2	2.144
23	1	2.066	5	2.011	4	2.004	5	2.015
24	6	1.990	—	—	1	1.898	1	1.901
25	1	1.886	1	1.901	2	1.833	1	1.847
26	2	1.841	2	1.841	1	1.818	2	1.818
27	1	1.816	2	1.813	1	1.698	1	1.754
28	1	1.733	—	—	2	1.655	—	—
29	4	1.694	3	1.694	2	1.543	—	—
30	4	1.648	2	1.661	4	1.504	—	—
31	1	1.598	1	1.596	—	—	—	—
32	1	1.566	—	—	—	—	—	—
33	4	1.533	3	1.541	—	—	—	—
34	4	1.502	2	1.511	—	—	—	—
35	2	1.453	1	1.450	—	—	—	—
36	1	1.415	—	—	—	—	—	—
37	1	1.377	2	1.375	—	—	—	—
38	2	1.346	1	1.350	—	—	—	—
39	—	—	2	1.309	—	—	—	—
40	4—3	1.297	1	1.287	—	—	—	—
41	2	1.249	2	1.257	—	—	—	—
42	1	1.224	—	—	—	—	—	—
43	2	1.199	—	—	—	—	—	—
44	2	1.178	—	—	—	—	—	—

Глины являются благоприятными породами для превращения органики в нефть. В результате интенсивного эпигенеза и уплотнения жидкие компоненты, находящиеся в глинах, мигрируют в более свободное

пространство. Н. Б. Вассоевич (1955) считает, что миграция нефти из материнских глинистых пород в коллекторы происходит, главным образом, в стадии катагенеза (эпигенеза) в условиях гравитационного их уплотнения. Касаясь глубин, при которых достигается необходимая для отжимания флюидов степень уплотнения глин, автор указывает пределы от 1000 до 1500 м.

Таблица 5

Рентгенометрическая характеристика (фракции $\angle 0.001$ мм) гидрослюдисто-хлоритовых глин с примесью каолинита и смешаннослойного хлорита-вермикулита

№№ п/п	Обр. 196/61				Обр. 250/62				Обр. 977/61			
	ориентирован. насыщенный		Ориентирован. прогретый		Ориентирован. насыщенный		Ориентирован. прогретый		Ориентирован. насыщенный		Ориентирован. прогретый	
	J	d	J	d	J	d	J	d	J	d	J	d
1	1	14,8	2	13,1	5	14,0	5	13,1	1	14,4	2	13,8
2	8	10,0	10	10,2	10	10,0	10	10,0	6	9,9	10	10,2
3	5	7,0	—	—	5	7,2	—	—	5	7,1	—	—
4	1	4,97	5	4,99	4	5,0	5	4,99	3	4,97	5	5,0
5	2	4,7	—	—	4	4,70	—	—	2	4,70	—	—
6	—	—	2	4,48	—	—	2	4,50	3	4,48	4	4,52
7	1	4,29	2	4,24	2	4,21	2	4,22	3	4,24	4	4,26
8	—	—	1	3,74	—	—	1	3,74	1	4,01	—	—
9	4	3,55	—	—	5	3,58	—	—	—	—	2	3,72
10	10	3,34	10	3,34	10	3,34	10	3,34	4	3,54	1	3,54
11	1	3,18	—	—	1	2,98	1	3,02	10	3,34	10	3,34
12	1	2,97	2	3,04	2	2,81	1	2,84	2	3,18	1	3,20
13	1	2,83	2	2,87	—	—	1	2,69	1	2,98	1	3,04
14	—	—	1	2,97	2	2,59	1	2,58	1	2,82	1	2,84
15	1	2,55	1	2,58	—	—	2	2,51	—	—	1	2,69
16	—	—	2	2,51	1	2,409	1	2,436	5	2,5	3	2,59
17	1	2,383	—	—	—	—	1	2,257	—	—	1	2,51
18	1	2,271	1	2,252	1	2,132	1	2,128	2	2,446	1	2,457
19	2	2,128	1	2,116	4	1,983	3	2,004	2	2,363	1	2,393
20	3	1,987	3	2,004	—	—	1	1,892	1	2,280	1	2,285
21	1	1,877	1	1,889	1	1,813	2	1,816	1	2,234	1	2,239
22	2—1	1,804	2—1	1,816	4	1,646	4—3	1,666	3	2,116	2	2,120
23	3	1,648	3	1,661	2	1,535	2	1,541	4	1,987	4	2,004
24	1	1,541	2	1,537	2	1,501	1	1,517	1	1,889	1	1,889
25	1	1,502	2	1,508	1	1,375	3	1,372	3	1,813	4	1,816
26	1	1,370	2	1,372	2	1,375	—	—	4	1,659	4	1,666
27	1	1,343	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,570
28	1	1,287	2—1	1,292	—	—	—	—	3	1,539	4—3	1,541
29	—	—	2—1	1,253	—	—	—	—	4	1,501	4—3	1,504
30	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,460	—	—
31	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,412	—	—

Как видно из табл. 7 в целом при погружении пород происходит последовательное уменьшение их пористости. В интервале около 500 м пористость сокращается почти на 9%. Такая линейная последовательность в верхнем мелу нарушается. Несмотря на незначительную глубину, открытая пористость глин сокращается от 1,67 до 0,0%. Как видим, вместо повышения, происходит сокращение среднего значения пористости. Здесь, в уплотнении, большую роль сыграл минералогический тип глин, разбухаемость. Выше отмечали, что верхне-меловые глины отличаются преобладанием монтмориллонита в их составе.

Перечисленные факторы приводят к выводу, что степень уплотненности глин зависит не только от глубины погружения глинистого горизонта, но и от наличия разбухающих минералов типа монтморил-

Рентгенометрическая характеристика турон-сенонских глин (фракции $\angle 0,001 \text{ м.м}$)

№№ п/п	7/66		5/52		5/24		5/13	
	J	d	J	d	J	d	J	d
1	5	18.0	2	14.0	4	12.8	7	15.0
2	10	11.5	3	11.0	6	7.2	10	11.6
3	3	8.8	5	7.2	3	5.5	4	7.2
4	3	7.2	8	5.5	2	4.98	5	5.25
5	2	6.7	8	4.48	4	4.33	2	4.91
6	4	4.8	4	3.70	3	4.03	5	4.48
7	2	4.23	10	3.35	4	3.66	8	3.34
8	1	3.53	4	2.84	8	3.32	10	3.01
9	9	3.23	9	2.58	1	2.83	3	2.83
10	10	2.93	5	2.46	7	2.56	7	2.55
11	1	2.79	3	2.12	1	2.42	5	2.27
12	2	2.53	6	1.998	4	1.976	5	2.58
13	1	2.43	7	1.821	3	1.815	4	1.904
14	3	2.24	7	1.665	5	1.649	6	1.861
15	2	2.05	7	1.539	3	1.537	2	1.592
16	1	1.931	9	1.504	6	1.501	5	1.501
17	1	1.875	8	1.378	5	1.370	3	1.434
18	2	1.835	7	1.301	1	1.299	2	1.372
19	4	1.486	5	1.255	2	1.196	4	1.297
20	1	1.430	4	1.200	2	1.81	4	1.149
21	1	1.399	5	1.582			5	1.043
22	4	1.363						
23	3	1.285						
24	1	1.243						
25	1	1.218						

нита. Все Это показывает, что наибольшей потенциальной возможностью в создании нефти и отдаче ее в коллекторы обладали глины верхнего мела и значительно меньшей — глины нижнего альба.

Нижне-меловые глины Андыгена характеризуются несколько повышенным значением открытой пористости (см. табл. 7). Возможно это связано также с минеральным составом пород, где преобладают гидрослюдисто-хлоритовые глины. Изменение значения пористости от 6,3 до 0,0% свидетельствует о том, что выделенные нами глинистые покрывки практически являются непроницаемыми горизонтами. Среди них лучшими покрывками являются глины и уплотненные глины альба и верхнего мела с повышенной карбонатностью, в составе которых преобладают монтмориллонитовые и смешанно-слойные минералы. С другой стороны, степень уплотнения глин зависит от интенсивности эпигенетического

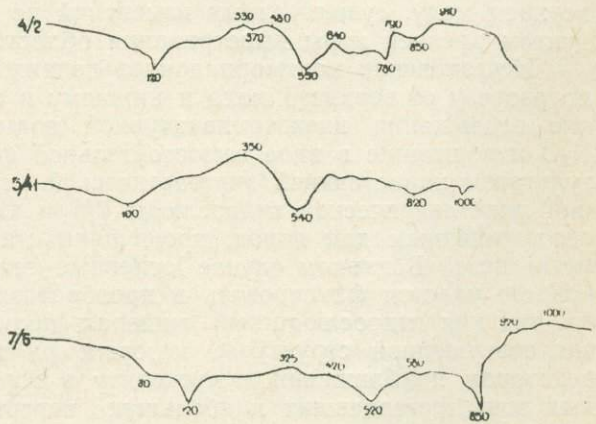


Рис. 4. Дифференциальные термические исследования турон-сантонских глин (фракции $\angle 0,001 \text{ м.м}$).

изменения пород. Эпигенез глин более отчетливо проявляется в цемен-тах песчаных пород (Бабаев, 1966).

Как уже отмечалось, основными компонентами меловых глин являются гидрослюда, хлорит и монтмориллонит. Постоянное присутствие слюды мусковитового типа не вызывает сомнения в ее обломочном происхождении. Гидрослюда обладает высокой устойчивостью в морских, прибрежных и континентальных обстановках аридного климата и, оказавшись захороненной в осадках, не претерпевала скольконибудь существенных изменений как в диагенезе, так и на последующих стадиях преобразования пород.

Таблица 7

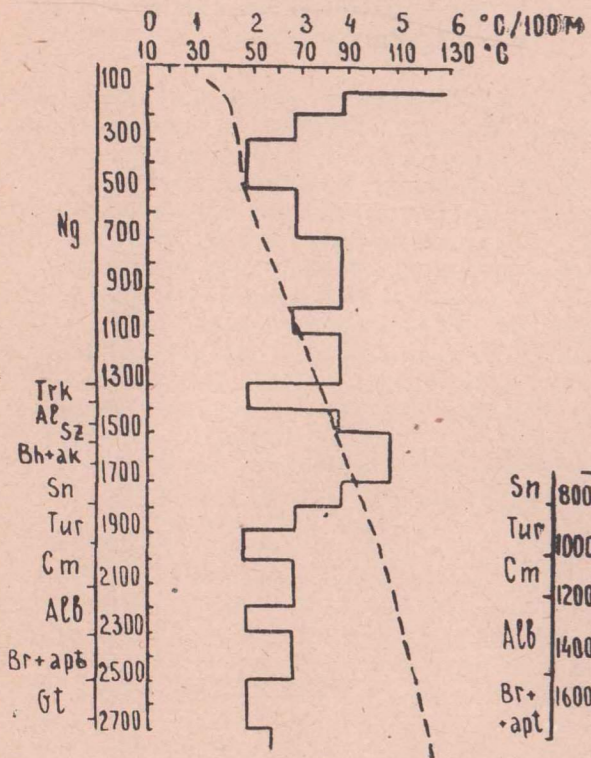
Открытая пористость (среднее значение) меловых глинистых покрышек разреза Арык-Тай и Андыген

Место взятия образца	Возраст	Глубина погружения	Пористость в %	Плотность	Минералогический состав
Арык-Тай	сантон	3700	0.90	2.47	Монтмориллонит, гидрослюда
»	турон	3600	0.73	2.50	Монтмориллонит, гидрослюда, хлорит
»	сеноман	3900	0.85	2.39	Монтмориллонит, гидрослюда
»	верхний альб	4000	1.67	2.39	Гидрослюда, хлорит, монтмориллонит, каолинит
Андыген	нижн. альб	3000	6.34	2.60	«
»	Окузбулакская свита	3170	5.99	2.12	Гидрослюда, хлорит
»	Альмурадская свита	3350	4.32	2.47	«

О происхождении хлорита определенно говорить трудно. Часть хлорита приносилась в бассейн в виде обломочного материала, часть, очевидно, связана с преобразованием биотита. О последнем свидетельствует несовершенство структуры хлорита и присутствие в альб-верхнемеловых глинах хлоритов, содержащих пакеты с подвижными межслоевыми промежутками вермикулитового или монтмориллонитового типа. Такие образования являются очень характерными продуктами стадийного изменения биотитов. Монтмориллонит, распространенный в верхнем мелу, существенных изменений не претерпел и является продуктом древней коры выветривания области сноса.

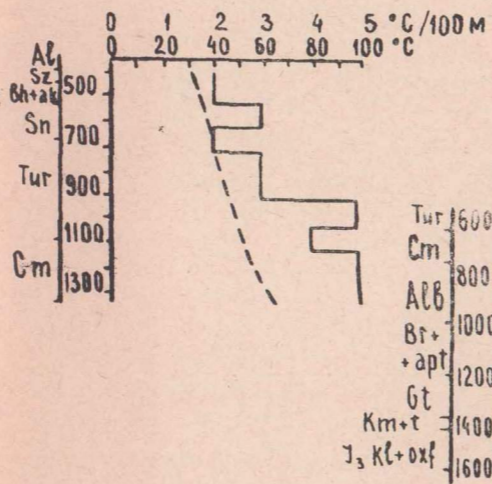
Исчезновение монтмориллонита подвижных пакетов при движении по разрезу от верхнего мела к нижнему в составе хлоритов, уменьшение содержания низкотемпературной воды, повышение содержания K_2O и появление в виде самостоятельной фазы гематита является результатом нарастающей эпигенетической переработки пород. Ассоциация диоктаэдрической гидрослюда 2М и хлорита является, как известно, типичным для пород, прошедших стадии глубинного эпигенеза-метагенеза. В данном случае основные эпигенетические изменения в разрезе удастся фиксировать в преобразованиях хлоритового минерала, так как гидрослюдистый минерал практически сохраняет тот же тип совершенной структуры, которым он обладал первоначально. О некотором приближении к мусковиту в породах неокома-апта восточных зон, претерпевших наибольшую переработку и находящихся на стадии метагенеза, может свидетельствовать существенное повышение в составе фракции $<0,001$ мм содержания K_2O (6,5%), совпадающее с появлением мусковитового минерала в цементе песчаника.

Шаамбары
СКВ. 67



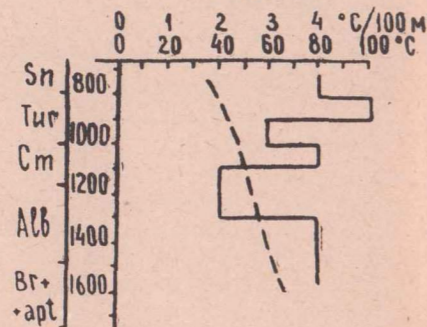
Комсомольское

СКВ. 87

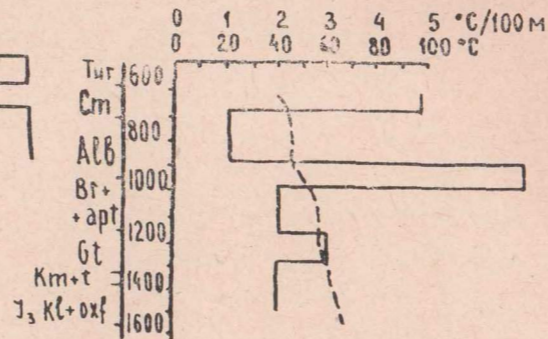


А Н Д Ы Г Е

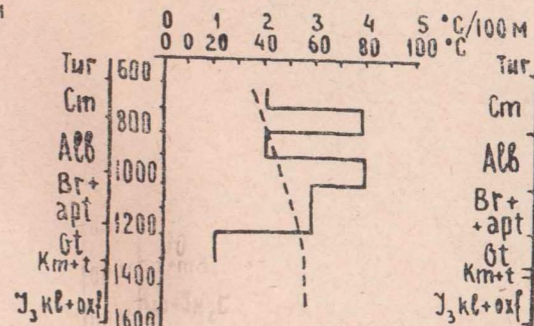
СКВ. 90



СКВ. 161



СКВ. 94



СКВ. 95

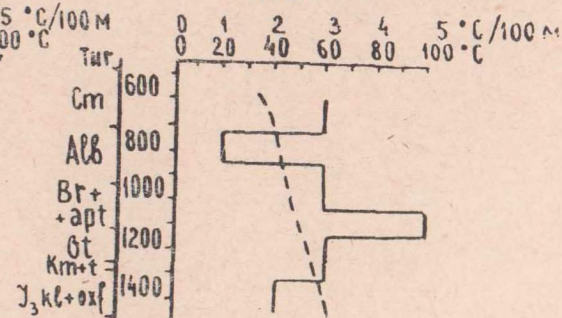


Рис. 1. Сопоставление геотермограмм по структурам Гиссарской зоны. Пунктир — кривая температур; сплошная линия — кривая геотермического градиента.

А. В. Готгильф, В. Н. Афанасьева, И. Юсупов

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТАДЖИКИСТАНА

Планомерного изучения геотермического режима на территории Таджикской впадины не проводилось, но в процессе исследования глубоких скважин накоплены выводы по изменению геотермического градиента в отложениях мезозоя и кайнозоя. Изменение геотермического градиента определялось по термограммам, составленным позачечным замерам, проводившимся в процессе испытания скважин. Были использованы также те электротермограммы, которые были сняты в условиях, близких к тепловому равновесию в скважине.

Сопоставление термограмм скважин месторождений Шаамбары, Комсомольское, Андыген, составленных по результатам точечных замеров (см. рис. 1), показывает значительное уменьшение геотермического градиента в интервале, соответствующем средне- и верхне-альбским отложениям. Градиент в этом интервале колеблется в узких пределах $1-2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Поскольку пониженный градиент соответствует относительно большей теплопроводности (В. Н. Кобранова, 1962), мы считаем возможным выделить теплопроводящую геотермическую зону альбских отложений. Выше и ниже относительно теплопроводящей зоны расположены теплоизолирующие зоны н. сенона—турона—сеномана и апта-нижнего альба-баррема. Эти зоны выделяются с меньшей определенностью и имеют различную мощность на разных разрезах. Величина геотермического градиента в их пределах $3-4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, но иногда достигает $5-8,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (скв. 87), Комсомольская и 161 (Андыген).

Интервал, соответствующий отложениям готерива—валанжина, в большинстве приведенных разрезов характеризуется низким геотермическим градиентом ($1,5-2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) и только в скважине № 95 (Андыген) отмечается повышение до $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

Юрские отложения охарактеризованы в 3-х разрезах. Геотермический градиент колеблется в их интервале от 2 до $3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. И готерив, и верхнюю юру можно объединить в одну зону, с градиентом $2,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Таким образом, в разрезе мезозоя Гиссарской зоны можно приблизительно выделить следующие зоны по геотермическому градиенту:

н. сенон-турон-сеноман	— $3,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$;
альб	— $1,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$;
н. альб-баррем	— $3,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$;
готерив-юра	— $2,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$.

К и ч и к — Б е л ь

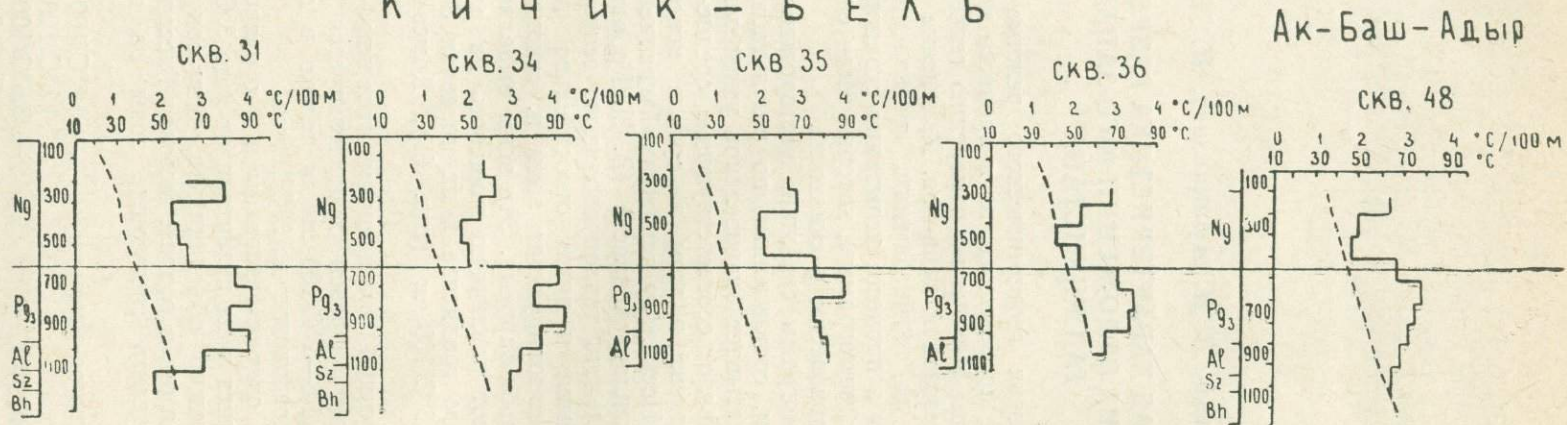


Рис. 2. Сопоставление геотермограмм по структурам Вахшской зоны. *Пунктир* — кривая температур; *сплошная линия* — кривая геотермического градиента.

Наиболее четко, как указывалось выше, выделяется альбский репер.

Кайнозойские отложения лучше всего сопоставляются по геотермическим разрезам скважин месторождений Вахш-Кафирниганской зоны: Кичик-Бель и Акбаш-Адыр (см. рис. 2). Эти разрезы обнаруживают почти полную идентичность по скважинам 31, 34, 35, 36 (Кичик-Бель) и 48 (Акбаш-Адыр). По ним довольно четко выделяются следующие зоны:

неоген	— 2,5°C/100 м;
олигоцен-эоцен	— 3,2°C/100 м;
палеоцен	— 2° C/100 м.

По Гиссарской группе структур эти подразделения четко не выделяются. Можно лишь отметить, что весь интервал палеогеновых отложений по скважинам месторождения Шаамбары характеризуется относительным повышением геотермического градиента до 5°C/100 м. в то время как по скважинам месторождения Комсомольское (рис. 1) интервал палеоцена отличается некоторым понижением геотермического градиента (до 2,5—1,5°C/100 м).

Зоны наиболее пониженных градиентов в отложениях альба совпадают с зонами повышенной проницаемости и пониженной минерализации. То же самое, вероятно, можно сказать и о палеоценовых отложениях, градиент в которых в большинстве случаев меньше, чем в глинистой пачке эоцен-олигоцена.

Максимальная температура (114°C) была отмечена в скважине № 67 (Шаамбары) в отложениях юры на глубине 2800 м. Средний градиент по скважине равнялся 3,7°C/100 м, причем в интервале глубин, начиная со 100 м, средняя величина градиента была порядка 3°C/100 м.

Общее увеличение градиента в данном случае связано с резким увеличением температур в интервале глубин — 100 м: на глубине 100 м температура равнялась 35°C; что может быть связано с подтоком нагретых вод. Средний геотермический градиент для Гиссарской и Вахшской зон — порядка 3,0°C/100 м. Эта величина может быть принята как исходная для экстраполяции температур на глубину в конкретных условиях Таджикской впадины.

Чтобы такая экстраполяция была правильной, нужно знать гипсометрию слоя среднегодовых температур, т. к. поверхность повышенных температур может быть расположена довольно высоко.

В связи с этим необходимо проводить как можно больше точечных замеров температур даже в структурных скважинах, т. к. выявление геотермических аномалий может указать на скрытые очаги разгрузки связанные с разрывными нарушениями.

*В. А. Шустов, Ю. Н. Андреев, А. В. Готгильф,
В. С. Коробка, В. С. Лучников*

ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ И ВЫКЛИНИВАНИЕ КОЛЛЕКТОРСКИХ ГОРИЗОНТОВ, КАК ОДИН ИЗ ФАКТОРОВ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ В ГИССАРСКОЙ ЗОНЕ ТАДЖИКСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Предгиссарский синклиналиный прогиб протягивается в субширотном направлении вдоль северного края Таджикской депрессии и граничит на севере с герцинскими образованиями Гиссарского хребта, на юге примыкает к субмеридианальным складчатым сооружениям средней части Таджикской депрессии. На западе через Чиптуринский перешеек он смыкается с Сурхан-Дарьинской синклиналиной зоной, а на востоке зажат между поднятиями фундамента в Каратегинском и Гиссарском хребтах с севера и интенсивно дислоцированными осадочными образованиями Обигармской зоны с юга.

Размеры прогиба невелики: длина около 80 км, средняя ширина 10—12 км. Он занимает около 8% всей площади Таджикской депрессии. Здесь затрачено около 40% объема буровых работ, проведенных в юго-западном Таджикистане.

По разведанным запасам газа он стоит на первом месте (70% запасов газа). Разведанные запасы нефти незначительны и составляют около 7%.

Повышенная, по сравнению с другими частями, эффективность геолого-разведочных работ, по-видимому, не случайна, однако имеющийся фонд структур невелик (из 14 известных структур к настоящему времени поисково-разведочное бурение уже проведено на 7). Поэтому вполне своевременно будет рассмотреть вопрос о возможных стратиграфических и литологических ловушках, попытаться выяснить направление движения и места возможного накопления углеводородных флюидов.

Геологическое строение района рассмотрено в работах Н. А. Кудрявцева (1932), П. К. Чихачева (1934), С. И. Ильина, Г. Я. Мейера и П. И. Михалицкого (1947), И. Е. Губина (1960), К. В. Бабкова (1962), С. А. Захарова (1962), А. М. Бабаева и В. К. Кулагина (1964), Г. В. Кошлакова (1965), В. И. Юшина, В. С. Коробки и др. (1965), М. В. Васильчикова и др. (1966), А. В. Готгильфа (1965, 1966) и многих других.

Возникновение прогиба в современном его виде относится к концу третичного, началу четвертичного времени. Мезозойские и кайнозойские отложения, заполняющие прогиб, лежат на складчатом герцинском фундаменте, в строении которого принимают участие метаморфи-

ческие и интрузивные породы палеозойского возраста (от карбона до пермо-триаса)*.

Ось прогиба проходит в широтном направлении, воздымаясь к востоку и погружаясь к западу. В поперечном направлении прогиб асимметричен. Крутое южное крыло срезано надвигом, более пологое северное крыло осложнено 14-ю антиклинальными складками, группирующимися в 2 тектонические линии складок, разделенные прогибом.

В мезозое и палеогене предгиссарская зона развивалась как северная окраина обширной Таджикской депрессии, поэтому здесь, при том же, в общем, что и для средней части этой депрессии строении разреза, наблюдается уменьшение мощности, выпадение некоторых горизонтов и свит.

В конце палеогена субплатформенный морской и лагунный режим сменился режимом активизированной платформы, началось накопление моласс, мощность которых здесь сравнительно не велика и для большей части зоны колеблется в пределах 2—4 км.

Увеличение мощности отложений неогена к югу, юго-востоку и юго-западу от Гиссарской зоны определило погружение мезозойских терригенных пород, сокращение пористости пород и выдавливание флюидов в коллектора Гиссарской зоны.

На метаморфических и изверженных породах фундамента залегают континентальные отложения нижней и средней юры, развитые только в северной части зоны.

Верхняя юра представлена в низах терригенной красноцветной пачкой, которая выше сменяется терригенно-карбонатной сложнопостроенной толщей чередующихся известняков, доломитов, ангидритов, мергелей и песчаников. Эти отложения по возрасту охватывают верхнюю юру от верхнего келловея до кимериджа и объединяются в варзобскую свиту.

Галогенная толща киммеридж-титона, покрывающая известняки келловея-оксфорда на большей части Таджикской депрессии, в Гиссарской зоне отсутствует.

На отложениях варзобской свиты лежат красноцветные нижнемеловые осадки, представленные тремя комплексами. Первый комплекс — отложения аллювиальной равнины, включающие осадки титон? — валланжина, готерива и нижнего баррема мощностью 120—200 м, представленные карабильской, альмурадской и кзылташской свитами. Они содержат два песчаниковых коллекторских горизонта (XIII и XIV). Второй комплекс — лагунно-континентальные отложения верхнего баррема-апта клансея) — мощностью 150—170 м, представлен окузбулакской и аксуйской свитами, содержит коллекторский горизонт, сложенный песчаниками (XII). Третий комплекс — морские осадки верхнего апта и альба (от клансея до верхнего альба включительно), мощностью 250—300 м, — представлен сероцветными и зеленоцветными песчаниками, алевролитами, глинами и известняками с горизонтом красноцветных терригенных пород в средней части (мингбатманская свита). Он включает XI коллекторский горизонт с подгоризонтами а, б и в, представленными песчаниками, алевролитами и, в меньшей степени, известняками (XI подгоризонт среднего альба).

Верхний мел сложен преимущественно морскими, и, в небольшой степени, лагунными осадками. Здесь выделяются отложения сеномана

* В данной статье авторы не останавливаются на вопросе о структурном положении пермо-триасового комплекса.

мощностью 130—150 м, с двумя коллекторскими горизонтами (XI в верхней и X в нижней части), глинистая толща нижнего турона мощностью до 130 м и глинисто-карбонатная — верхнего турона мощностью до 40—50 м, включающая VIII коллекторский горизонт, (ракушняковый), глинисто-карбонатная толща коньяка (70—80 м), включающая VII коллекторский горизонт (карбонатный), над которым залегают гипсы небольшой мощности, сантонские глины и песчаники мощностью до 90 м, включающие VI коллекторский горизонт (переслаивание песчаников, алевролитов, глин), который в южной части зоны лежит под покрывной гипсов.

Кампан-маастрихт, налегающий на сантон с размывом, сам размыт в значительной степени. Верхний кампан-маастрихт (мощностью до 90 м) присутствует только в северной и восточной частях Гиссарской зоны. В ее центральной части он размыт. Меняется и литологический состав этого горизонта: на западе (Каратаг) он представлен мергелистым известняком, на востоке доломитом, а на юго-западе (за пределами района) — мелкозернистым песчаником на юго-востоке (тоже за пределами района) мощный известняковой толщей с 3—5 кавернозными горизонтами (V коллекторский горизонт).

Нижний и средний палеоген представлен морскими осадками, включающими акджарские, бухарские, сузакские, алайские, риштанские и туркестанские слои. Здесь имеются коллекторские горизонты в акджарских (IV, III), бухарских (I и II), а также алайских и риштанских слоях.

Намечаются следующие места выклинивания и изменения коллекторских свойств пород (см. рис. 1 в конце статьи):

1. Отложения нижней и средней юры (толща песчаников, алевролитов и глин) выклиниваются к югу; линия выклинивания проходит севернее месторождений Шаамбары—Комсомольская.

2. Терригенная пачка келловея-оксфорда выклинивается к югу, южнее выше упомянутых месторождений.

3. Карбонатная толща келловея-оксфорда, имеющая в юго-западной части Таджикской депрессии мощность 300—800 м и представленная известняками с 12-ю пористо-кавернозными горизонтами, в Гиссарской зоне значительно уменьшается в мощности, в ней появляются слои ангидритов, доломитов, алевролитов, мергелей и песчаников. Количество пористых горизонтов уменьшается до двух. В пределах зоны ее мощность к северу и югу уменьшается в несколько раз.

4. Гаурдакская свита (киммеридж-титон), залегающая над карбонатной юрой на большей части Таджикской депрессии, севернее Илякского разлома представлена пачкой ангидритов и присутствует только в западной части Гиссарской зоны, начиная от месторождения Шаамбары, где ее мощность 12 м.

5. Толща пород неокома, сложенная песчаниками, конгломератами, алевролитами и глинами на территории Гиссарской зоны претерпевает ряд фациальных изменений, когда одни разности пород замещаются другими. В частности, песчаниково-конгломератовая толща низов неокома к югу переходит в песчано-глинисто-алевролитовые разности. Границы перехода одних разностей терригенных пород в другие пока не выяснены, однако возникновение здесь ряда литологических ловушек представляется весьма вероятным.

6. Для песчаниковых коллекторов мела в целом характерно ухудшение коллекторских свойств сверху вниз по разрезу и с севера (от месторождений Гиссарской группы) на юг вследствие усиления эпигенеза, вызванного увеличением нагрузки вышележащих толщ.

Эпигенетические изменения, вызванные нагрузкой вышележащих пород, сказались также и на глинистых породах, служащих крышкой коллекторских горизонтов нижнего мела: по мере увеличения нагрузки усиливается литификация глин, увеличивается их трещиноватость, глинистые породы становятся более проницаемыми для флюидов.

7. Мощная толща песчаников среднего альба (мингбатманская свита) выклинивается к западу.

8. Залегающая на мингбатманской свите толща известняков (бабатагская свита) выклинивается к востоку.

В верхнемеловых отложениях Гиссарской зоны отмечаются также фациальные изменения и выклинивание пластов, входящих в состав сложных коллекторов.

9. Выклинивание карбонатных пластов нижней части сеномана к северо-западу.

10. Выклинивание песчаных пластов сеномана к юго-востоку.

11. Выклинивание карбонатных пластов верхнего турона с востока на запад с одновременным переходом органогенно-детритовых известняков в ракушечники (к юго-западу).

12. Выклинивание ряда слоев известняка в глинистой толще коньякского яруса.

13. Фациальный переход мощного (до 15 м) слоя песчаника, залегающего в кровле коньякского яруса, в известняк (через песчанистый известняк, известковистый песчаник).

14. Размыв (срезание) слоя песчаника, залегающего в кровле сантонского яруса, отложениями кампана, маастрихта к северу и востоку.

15. Размыв отложений кампана, маастрихта в средней части зоны. Палеогеновые коллекторские горизонты являются наиболее выдержанными и сохраняют коллекторские свойства на всей площади Гиссарской зоны. В восточной части зоны эти отложения раскрыты: они подверглись современному размыву, выведены на дневную поверхность или перекрываются рыхлыми четвертичными осадками.

В осадочном чехле Гиссарской зоны установлена региональная газоносность отложений юры, неокома и сеномана на всех трех месторождениях, причем газовые залежи в юрских и меловых отложениях Андыгена и Комсомольского сопровождаются газоконденсатом. Установлена нефтеносность в северо-западной части (Шаамбары) и газоносность в северо-восточной (Комсомольская) коллекторов палеогена, газоносность верхней части верхнего мела.

Отсутствие нефти и газа в палеогеновых и верхней части верхнемеловых коллекторов на месторождении Андыген, а также отсутствие нефти и газа во всех коллекторах Гумулакской структуры, объясняется их раскрытостью и промытостью.

Важную роль в сохранении скоплений нефти и газа, а также в миграции флюидов играет гидрохимический и гидрогеологический фактор.

Приведенные напоры маломинерализованных пластовых вод кайнозой, (палеоцен, эоцен) свидетельствуют о возможности движения ин-

Таблица 1

Изменение открытой пористости песчаников сверху вниз по разрезу и с севера на юг

Возраст отложений	Гиссарская зона (Комсомольская, Андыген)		Северное обрамление (Нурек, Сарсараяк, Каратау)	
	максимальное %	среднее %	максимальное %	среднее %
Сеноман	26.40	16.18	16.10	7.6
Альб . .	25.27	14.81	12.95	8.6
Апт . .	26.00	14.22	7.40	5.931
Неоком .	21.35	15.45	7.07	4.750

фильтрационных вод в направлении с запада на восток или с севера на юг.

Закономерное повышение минерализации с глубиной от 15 до 160 г/л наблюдается только на месторождении Шаамбары, что говорит о большей закрытости этой структуры. Наблюдается смена сульфатно-натриевых вод залегающих выше туронских глин хлоркальциевыми (класс 1, 2 А₂) развитыми ниже этой покрывки.

На месторождениях Комсомольское и Андыген указанная закономерность нарушена. Значительное разбавление вод горизонтов альба свидетельствует о проникновении вод по нарушениям в коллектора, обладающие большей проницаемостью.

Газовые факторы, рассчитанные по содержанию аргона, показывают увеличение газонасыщенности с приближением к контурам газоносности. Максимальное расчетное газонасыщение во всех трех месторождениях отмечено в нижнемеловых отложениях. На месторождении Комсомольское отмечается увеличение расчетного газового фактора в южном и юго-восточном направлении, что, по-видимому, указывает на приток газа с юго-востока из какой-то еще не обнаруженной залежи.

Учитывая литолого-фациальные, тектонические, гидрогеологические факторы, а также характер изменения коллекторских свойств, можно наметить следующие направления и этапы миграции флюидов в пределах Гиссарской зоны:

латеральная миграция, вызванная прогибанием дна Таджикской депрессии и уменьшением пористости пород, была направлена от наиболее погруженных частей депрессии к ее периферии. Она началась в мезозое и продолжалась в кайнозое. В это время происходило заполнение литологических и стратиграфических ловушек.

С началом складчатости (неоген) направление латеральной миграции углеводородов меняется. Она направлена к тектоническим линиям складок и вдоль их осей по восстанию, с заполнением структурных ловушек и не соответствует региональному направлению инфильтрационных вод.

Тектоническая трещиноватость пород возникает в процессе складчатости (неоген). Вертикальная миграция флюидов по тектоническим трещинам ведет к перераспределению нефтяных и газовых залежей: газ из юрских коллекторов мигрирует в вышележащие, образуя в них промышленные и непромышленные залежи.

Вертикальная миграция по крупным разломам и сбросам ведет к переформированию и разрушению части образованных залежей.

Перспективность Гиссарской синклинали определяется тем, что в ранние этапы формирования она явилась своеобразным нефтегазосборным резервуаром, куда были и направлены потоки флюидов из центральных частей депрессии. Поэтому можно предположить, что здесь окажутся заполнены углеводородными флюидами все ловушки, залежи которых не были уничтожены в более поздние этапы формирования.

Рассмотрев кратко характер изменения мезозойских отложений, количество и качество коллекторов, разобрав возможные пути миграции флюидов, можно сделать заключение о возможных местах скопления углеводородных флюидов:

в пределах Гиссарской зоны перспективными коллекторами являются юрские, меловые и палеогеновые.

Северная часть Гиссарской зоны, где происходит выклинивание нижне-среднеюрских отложений, а также выклинивание терригенной пачки келловей-оксфорда, является перспективным районом, где могут

быть обнаружены залежи, связанные с вышеназванными коллекторами. Увеличение мощности и улучшение коллекторских свойств верхнеюрского коллектора к западу, а также большая закрытость структур свидетельствуют об увеличении их перспективности в этом направлении.

Перспективность нижнемеловых коллекторов определяется улучшением коллекторских свойств нижнемеловых песчаников Гиссарской зоны по сравнению с одновозрастными песчаниками соседних частей Таджикской депрессии, отсутствием солей в отложениях кимеридж-титона. Районом, где могут быть открыты залежи, связанные с литологическими ловушками неокома, является северная половина Гиссарской зоны, где происходит переход песчано-конгломератовых толщ к песчано-глинисто-алевролитовые. Так как песчаники мингбатманской свиты

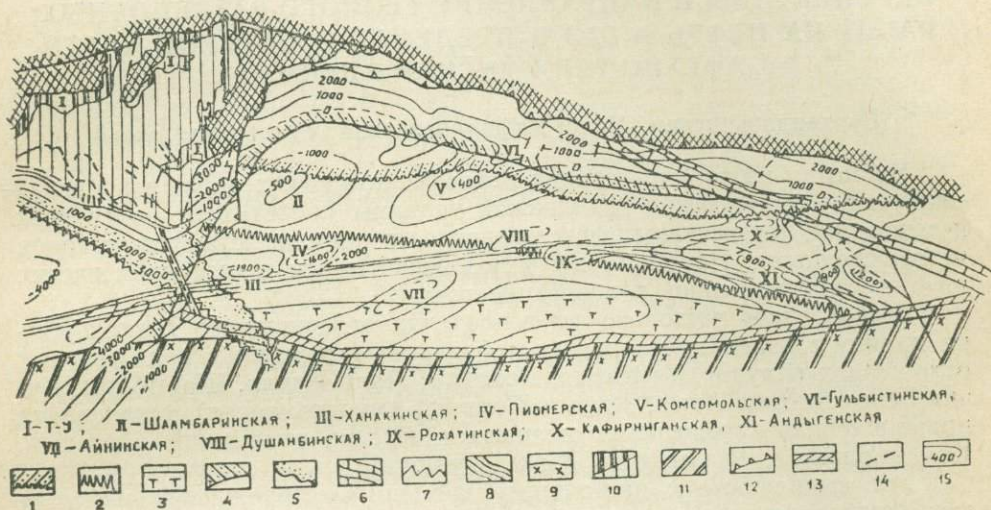


Рис. 1. Схема наиболее важных зон выклинивания коллекторских горизонтов и покрышек в мезозойских отложениях Гиссарской зоны. 1 — выклинивание терригенной пачки нижней и средней юры к югу; 2 — выклинивание терригенной пачки верхней юры (келловей) к югу; 3 — зона минимальной мощности карбонатной юры; 4 — северная граница размыва кампана-маастрихта; 5 — срезание (размыв) к северо-востоку слоя песчаника, залегающего в кровле сантона; 6 — выклинивание к северо-востоку слоя известняков среднего альба; 7 — выклинивание к юго-западу Мингбатманской свиты песчаников нижнего-среднего альба; 8 — выклинивание к северу глинистой толщи неокома; 9 — северная граница размыва галогенной гаурдакской свиты; 10 — интенсивно-дислоцированные раскрытые меловые и юрские отложения; 11 — меловые и третичные отложения средней части Таджикской депрессии, сложенные в складки северо-восточного простирания; 12 — Гиссаро-Кокшальский надвиг, ограничивающий Гиссарский прогиб с севера; 13 — илякская зона разломов, ограничивающая прогиб с юга; 14 — тектонические нарушения внутренней части прогиба; 15 — изогипсы по кровле бухарских слоев палеогена.

альба выклиниваются к западу, а известняки лучакской к востоку, то эти части зоны могут быть районами нахождения литологических залежей, связанных с выклиниванием соответствующих коллекторов. Кроме того выклинивание отдельных пластов верхнемеловых песчаников (особенно тех пластов, которые выклиниваются к востоку и северу), может дать ряд литологических ловушек (см. рис. 1).

Следует подчеркнуть, что районы Гиссарской зоны, прилегающие к зоне Илякского разлома, могут быть местами обнаружения тектонически экранированных залежей.

*Г. Н. Газарян, Л. Г. Штейнберг, Е. А. Говердовский,
Р. Ю. Мендиянов, Р. У. Каломазов, М. А. Вахитов*

ПЕРСПЕКТИВЫ И НАПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА НЕФТЬ И ГАЗ В ПРЕДЕЛАХ СОВЕТСКОЙ ЧАСТИ АФГАНО-ТАДЖИКСКОЙ ВПАДИНЫ

(Сурхандарьинская, Вахш-Кафирниганская, Гиссарская зоны)

Несмотря на то, что история нефтегазопроисследовательских работ в пределах советской части Афгано-Таджикской впадины насчитывает более трех десятилетий, перспективы нефтегазоносности региона остаются до конца не выясненными. Проблема же мезозойской нефти и газа практически начала решаться лишь в последние годы.

За последние несколько лет в пределах юго-западного Таджикистана наряду с ранее выявленными нефтяными залежами в палеогеновых отложениях (Хаудаг, Уч-Кизыл, Кокайты, Ляль-Микар, Шаамбары, Кичик-Бель, Ак-Баш-Адыр, Кызыл-Тумшук, Амударьинская) установлена промышленная газоносность меловых и юрских отложений (Андыген, Комсомольская, Шаамбары, Кызыл-Тумшук).

Все выявленные к настоящему времени месторождения нефти и газа расположены в пределах синклиналий зон: Вахшской (месторождения Кичик-Бель, Ак-Баш-Адыр, Кызыл-Тумшук), Гиссарской (Андыген, Комсомольское, Шаамбары) и Сурхандарьинской (рис. 1).

Регионально нефтегазоносными являются отложения палеогена. Залежи нефти и газа приурочены, в основном, к карбонатной толще бухарских слоев (все известные месторождения Вахшского и Сурхандарьинского прогибов) и песчано-карбонатным коллекторам алайских отложений (месторождения Шаамбары, Ляль-Микар).

Из акджарских слоев палеогена промышленные притоки газа получены лишь на площади Кызыл-Тумшук.

Как известно, современный структурный план Афгано-Таджикской впадины сформировался в неоген-четвертичное время в результате интенсивных складкообразовательных движений этого периода. (Захаров 1959, Ильин и др. 1947, Симаков 1959).

Судя по палеоструктурным картам и профилям, построенным нами, антиклинальные поднятия Кызыл-Тумшук, Кичик-Бель, и, повидимому, другие существовали уже в палеогеновое время. Но основной рост их происходил в неоген-антропогеновое время.

На основании геологических профилей и графиков темпа роста структуры Кокайты О. А. Рыжковым и др. (1966) установлено, что она существовала уже в алайское время. По этим данным высота складки к концу алайского времени составляла 15 м, к концу туркестанского — 25 м и первой свиты неогена — 35 м. В современном структурном плане её высота составляет 43 м. Исходя из вышеприведенных данных

можно предполагать, что залежи нефти и газа в структурных ловушках рассматриваемых прогибов были сформированы до неогенового времени.

В неоген-четвертичное время в связи с интенсивными тектоническими подвижками некоторые из возможно существовавших залежей нефти и газа в палеогеновых отложениях были переформированы или разрушены. Однако, залежи, приуроченные к мезозойским отложениям, могли сохраниться в пределах синклиналильных зон, которые подвергались в значительно меньшей степени денудационным процессам. (Газарян, Говердовский и др. 1964).

Исходя из этого очевидно, что основное внимание в пределах рассматриваемой территории должно быть уделено нефтегазоносности меловых и юрских отложений.

Меловая толща Афгано-Таджикского бассейна седиментации сложена лагунно-континентальными (нижний мел) и лагунно-морскими карбонатно-терригенными образованиями (верхний мел), мощность которых варьирует от 1000—1200 м — в северных до 2000—2400 м — в центральных частях впадин. Наряду с мощными пачками песчаников и известняков, являющихся хорошими коллекторами нефти и газа, в разрезе меловых отложений присутствуют непроницаемые глинистые и ангидритово-гипсовые покрышки экранирующие продуктивные горизонты.

К настоящему времени получены промышленные притоки газа из отложений готерива, апта, альба и сеномана (Андыген и Комсомольская), а также из маастрихтских отложений месторождения Кызыл-Тумшук.

Кроме того, в процессе бурения на площадях Вахшской и Сурхан-Дарьинской зон отмечались обильные газопроявления из отложений сеномана, турона, сеномана и альба.

Сказанное выше, а также открытие мощных скоплений нефти и газа в соседней Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции и в районах восточной и центральной Туркмении (Байрам-Али, Мургабская впадина, центральные Каракумы), позволяет считать меловые отложения синклиналильных зон (Вахшской, Гиссарской, Сурхан-Дарьинской и Кулябской) весьма перспективными в отношении нефтегазоносности.

В пределах антиклиналильных зон, судя по результатам глубокого бурения на площадях Кафирниганской зоны (Дасман-Агы, Арык-Тау, Ходжа-Казиян, Кыз-Имчек, Арук-Тау и др.), меловые отложения, по всей вероятности, не содержат промышленных скоплений нефти и газа, так как подвергнуты глубокой эрозии на большинстве антиклиналильных складок и осложнены разрывными нарушениями.

Так, например, к настоящему времени на площадях Арык-Тау на двух поперечных профилях пробурено семь поисковых скважин суммарным метражом 13365 м, однако признаков нефти и газа в меловых отложениях не отмечено; лишь в скважине № 102 из интервала 794—806 м (сеноман) получен приток воды с незначительным выделением газа, который содержит 70% азота, 22,2% метана и 6,5% этана. Такое высокое содержание азота указывает на наличие процессов разрушения залежей углеводородов.

На структуре Кыз-Имчек скважина № 121 пробурена до глубины 2315 м и вскрыла отложения неокома. Ею установлено разрывное нарушение с вертикальной амплитудой около 500 м.

При испытании 15 объектов, начиная с аптских отложений до сеноманских включительно, из шести интервалов не было получено притоков жидкости, а в девяти — были отмечены слабые притоки воды (от 0,12 до 27 м³ в сутки). Пластовые давления в интервалах 1142—

1163 м и 1031—1075 м (сеноман) составляют 79,1 и 72,4 атм, что на 36 атм ниже гидростатических давлений.

Незначительные притоки жидкости, полученные в скважине из меловых отложений, по-видимому, связаны с интенсивной разгрузкой флюидов по системам тектонических нарушений. (Газарян и др. 1964).

Сопоставляя эти данные с результатами, полученными на закрытых структурах Вахшской и Сурхан-Дарьинской синклинальных зон, не трудно убедиться в значительном отличии гидродинамических условий в антиклинальных и синклинальных зонах. В присводовой скважине структуры Ак-Баш-Адыр, при глубине забоя 1980 м (турон) пластовое давление достигало 412 атм, что в два раза превышает нормальное гидростатическое давление. Аналогичная картина наблюдается на структурах Кичик-Бель, Кызыл-Тумшук, Хаудаг, Уч-Кызыл, Ак-Тау и др.

Очевидно, что упомянутая выше активизация тектонических процессов на территории Афгано-Таджикской впадины, наиболее резко проявилась в пределах Кафирниганской и Оби-Гармской антиклинальных зон, где мезо-кайнозойские отложения подверглись глубокой эрозии и меловые отложения повсеместно выведены на дневную поверхность.

Таким образом, предварительный анализ материалов поисково-разведочного бурения свидетельствует о неблагоприятных условиях для сохранности залежей нефти и газа в значительной части разреза меловых отложений Кафирниганской антиклинальной зоны и позволяет с большой уверенностью исключить возможность нахождения крупных залежей в этих отложениях на всех раскрытых структурах зоны, хотя здесь и могут быть выявлены небольшие по размерам тектонические экранированные залежи. В связи с этим основное внимание при проведении поисково-разведочных работ здесь должно быть обращено на выявление залежей нефти и газа в юрских отложениях.

Юрские отложения обнажаются в пределах юго-западных отрогов и южного склона Гиссарского хребта. Кроме того, на разведочных площадях Гиссарской зоны юрские отложения вскрыты поисково-разведочными скважинами на полную мощность.

В пределах юго-западных отрогов юрские отложения в нижней части представлены терригенными глинисто-песчаниковыми отложениями континентального и морского генезиса мощностью до 600 м, среди которых залегают пласты каменного угля. Выше залегает карбонатная толща келловей-оксфорда мощностью 650—800 м, которая перекрывается мощными (до 900 м) пластами гипсов и каменной соли киммериджа-титона. Общая мощность юрских отложений меняется от 300 м (Гиссарская зона) до 2300 м (юго-западные отроги Гиссарского хребта.) Учитывая закономерное увеличение мощности мезозойских отложений с севера на юг, юрские отложения центральных и южных частей советской части Афгано-Таджикской впадины оцениваются примерно в 2300—2500 м.

Коллекторы нижней и средней юры дали промышленные притоки нефти и газа в соседних областях Западного Узбекистана, Афганистана, Туркмении. Признаки нефти отмечены также в двух скважинах на угольном месторождении Шаргунь. (Газарян, Говердовский 1964 г.).

Значительные мощности нижней и средней юры, накопленные при довольно устойчивом прогибании бассейна и седиментации, и региональная нефтегазоносность этих отложений в пределах Туранской плиты позволяют отнести эти отложения к высокоперспективным на территории рассматриваемого региона.

Большие перспективы связаны также с известняковой толщей маляма. Сохранности залежей нефти и газа благоприятствует мощная галогенная толща гаурдакской свиты.

Наличие легкой нефти в верхнеюрских отложениях на площади Гаурдак и легкой маслянистой нефти в среднеюрских отложениях на площади Шаргунь, а также получение промышленного притока газа из верхнеюрских отложений на площади Андыген, Комсомольская и Шаамбары указывают на присутствие нефтематеринской свиты в разрезе самой юрской системы.

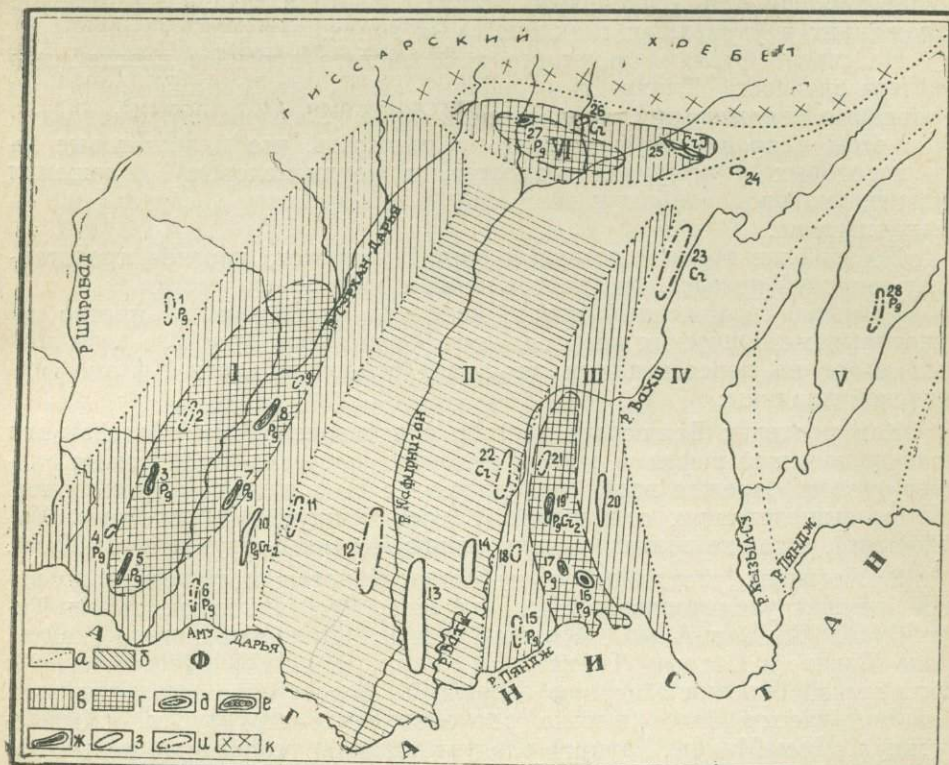


Рис. 1. Карта перспектив нефтегазоносности Сурхан-Дарьинской, Кафирниганской, Вахшской и Гиссарской зон. а — границы тектонических зон; б, в, г — перспективные зоны: б — на юрские и нижнемеловые отложения; в — на юрские и меловые отложения; г — на мезозойские и палеогеновые отложения. Месторождения; д — газовые; е — газонефтяные; ж — нефтяные; з — площади, находящиеся в поисково-разведочном бурении; и — площади, на которых проводилось поисковое бурение; к — выходы палеозоя. Синклиналильные зоны; I — Сурхан-Дарьинская; II — Вахшская; V — Кулябская; VI — Гиссарская. Антиклиналильные зоны; II — Кафирниганская; IV — Обигармская.

Месторождения нефти и газа и разведочные площади; 1 — Гаджак; 2 — Македонская; 3 — Хаудаг; 4 — Кара-Курт; 5 — Уч-Кызыл; 6 — Джейран-Хана; 7 — Кокайты; 8 — Ляль-Микар; 9 — Кошчека; 10 — Ак-Тау; 11 — Дасман-Ага; 12 — Арык-Тау; 13 — Ходжа-Казиян; 14 — Кыз-Имчек; 15 — Кара-Дум; 16 — Кичик-Бель; 17 — Ак-Баш-Адыр; 18 — Кара-Бура; 19 — Кызыл-Тумшук; 20 — Кичик-Донгуз; 21 — Урта-Боз; 22 — Арук-Тау; 23 — Кара-Тау; 24 — Гумбулак; 25 — Андыген; 26 — Комсомольское; 27 — Шаамбары; 28 — Пушион.

Оценивая геотектонические, структурные и литолого-фациальные предпосылки и учитывая изложенный материал на карте перспектив нефтегазоносности Вахшского, Сурхандарьинского и Гиссарского прогибов (рис. 1), выделены перспективы по отдельным комплексам мезокайнозойских отложений. В южных и центральных частях указанных прогибов погребенные структуры, которые могут быть выявлены гео-

физическими методами разведки или структурным бурением, будут перспективны по палеогеновым и мезозойским отложениям.

В восточной и западной частях Вахшского и Сурхандарьинского прогибов, где палеогеновые отложения в значительной степени размыты (Кара-Дум, Кичик-Донгуз и др.), перспективы нефтегазоносности следует связывать лишь с мезозойскими отложениями. Наличие аномально высоких пластовых давлений в скважинах, вскрывших меловые отложения в Вахшском и Сурхандарьинском прогибах, указывает, по видимому, на наличие экранов, ограничивающих эти прогибы и на хорошие условия для сохранности залежей нефти и газа в мезозойских отложениях в указанных синклиналильных зонах.

На севере Сурхандарьинского и Вахшского прогибов перспективы нефтегазоносности следует, в основном, связывать с нижнемеловыми и юрскими отложениями. Общее воздымание палеозойского фундамента в этом направлении позволяет предполагать, что палеогеновые (а на некоторых структурах, возможно, и верхнемеловые) отложения значительно эродированы и возможность обнаружить в них залежи — незначительна.

По этой же причине северный борт Гиссарского прогиба представляет меньший интерес, чем центральные и южные его части.

Учитывая изложенный выше материал, остановимся кратко на некоторых методических вопросах при проведении поисково-разведочных работ на перспективных площадях советской части Афгано-Таджикской впадины:

1. В пределах Вахшского прогиба к первоочередным объектам для поисков залежей нефти и газа в меловых и юрских отложениях следует отнести, прежде всего, структуры с выявленной нефтегазоносностью вышележащих отложений (Кызыл-Тумшук, Ак-Баш-Адыр, Кичик-Бель), а также разведочные площади (Кичик-Донгуз и Кара-Дум).

2. Учитывая, что диапазон нефтегазоносности и степень заполнения ловушек увеличивается с юга на север (тектонические линии Кичик-Бель, Ак-Баш-Адыр, Кызыл-Тумшук; Джейран-Хан, Кокайты, Ляль-Микар и Старый Термез, Уч-Кызыл, Хаудаг), одновременно с постановкой бурения в первую очередь на более резко выраженных и гипсометрически более высоко расположенных структурах (Кызыл-Тумшук, Ляль-Микар, Хаудаг) следует усилить геолого-поисковые работы для выявления благоприятных структур севернее этих месторождений. Для этого рекомендуется профильное бурение структурными скважинами, так как решить эти вопросы с помощью геофизических методов в настоящее время не удастся.

Для Гиссарской зоны фонд структур, перспективных на нефть и газ, должен пополняться за счет более широкого развития геофизических методов (электро-гравиразведка) и профильного структурного бурения. Необходимо изучить также возможность постановки здесь сейсморазведочных работ. Все глубокие поисково-разведочные скважины следует проектировать на глубину, обеспечивающую вскрытие палеозойского фундамента.

Для обеспечения растущих потребностей промышленных предприятий, а также бытовых нужд населения Таджикистана в природном газе необходимо форсировать разведку перспективных площадей с вовлечением в глубокую разведку отложений мезозойского комплекса, с которыми исходя из общегеологических данных, должны быть связаны основные запасы газа и нефти.

Методика подготовки раскрытых структур к глубокому бурению должна быть изменена. Бурение 8 структурных скважин на площа-

ди Арык-Тау с глубинами от 265 до 1086 м, по существу не дало необходимых данных о глубинном строении по нижнемезозойским отложениям, которые в пределах антиклинальных зон Таджикской депрессии являются основными объектами поисково-разведочных работ на нефть и газ.

В связи с этим, а также учитывая наличие на этих структурах гофрировки, микроструктур по верхнемеловым отложениям и возможное смещение сводов по нижнемеловым и юрским отложениям, считаем целесообразным бурение 3—5 глубоких структурных скважин на раскрытых структурах для выяснения геологического строения по нижнемеловым отложениям и уточнения местоположения первых поисковых скважин.

В пределах Кафирниганской антиклинальной зоны для поисков залежей нефти и газа в юрских отложениях целесообразно проводить поисковое бурение на двух-трех наиболее подготовленных раскрытых структурах, расположенных в различных частях указанной зоны.

На первом этапе поисково-разведочных работ следует, на наш взгляд, бурение одной или двух глубоких скважин в сводовой или присводовой части с учетом вскрытия всего комплекса мезозоя (палеоген на своде размыт). Лишь после всестороннего анализа материалов, полученных по этим скважинам (исследование керна, растворенных газов, пластовых вод и напоров, показаний газового каратажа и т. д.) и тщательного опробования перспективных горизонтов как в процессе бурения пластоиспытателем, так и в обсаженном стволе скважин и сопоставления с данными по другим газонефтеносным площадям Афгано-Таджикской впадины, можно решить вопрос о целесообразности дальнейшей разведки и размещения последующих поисково-разведочных скважин на раскрытых структурах.

До получения положительных результатов поисково-разведочных работ на одной или двух наиболее подготовленных к глубокому бурению перспективных структур не целесообразно вести поисково-разведочное бурение одновременно на многих раскрытых структурах указанной антиклинальной зоны.

Большое значение в условиях Афгано-Таджикской впадины приобретает вопрос о постановке опорного и параметрического бурения. Дело не только в том, что научное прогнозирование должно оперировать совершенно отчетливыми данными о палеогеографии седиментационных бассейнов и закономерностях изменения в пространстве и времени нефтегазоносных отложений. В конкретных условиях Афгано-Таджикской впадины должен быть получен определенный ответ на наличие или отсутствие дисгармонии между надсолевым и подсолевым комплексом отложений.

В целях вскрытия отложений мезо-кайнозойского покрова глубинны параметрических скважин для северной части впадины составят 3500 м, а на юге — не менее 5000 м.

Особенно важно получить данные по югу исследуемой территории. Большие мощности осадочного комплекса и нефтегазоносность верхних отложений осадочного чехла позволяют, как говорилось выше, положительно рассматривать перспективы и нижележащих отложений.

Параметрические скважины следует проектировать здесь на вскрытие всего мезо-кайнозойского комплекса до фундамента; целесообразнее всего проводить это бурение на локальных структурах в пределах тектонических линий, на которых уже получены промышленные притоки нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

К статье «Новые данные по стратиграфии нижнего мела юго-западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии»:

Алиев И. М., Бараш Б. И., Дикенштейн Г. Х., Клещев А. А., Мирзоев Г. Г., Новокщенов А. М., Шебуева И. Н. О Положении границы юры и мела в восточной части Каракумской платформы. Азерб. нефт. хоз-во, геол. и разведка, 1964.

Андреев Ю. Н. Меловые остракоды Таджикской депрессии и их значение для стратиграфии и палеогеографии. Автореф. диссерт. Москва, 1965.

Андреев Ю. Н. Нижний мел. Таджикская депрессия. Путеводитель экскурсии по меловым отложениям Средней Азии. Ашхабад, 1966.

Бобкова Н. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений и позднемеловые пластинчаточаберные моллюски Таджикской депрессии. Сб. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 8, Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 54, 1961.

Борнеман Б. А. Меловые отложения юго-востока Средней Азии. Изд. Узб. фил. АН СССР, Ташкент, 1940.

Вахрамеев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П. Мезозой Таджикистана. Юрские и нижнемеловые отложения Гиссарского хребта и Таджикской депрессии. Тр. Тадж. Памир. экспед. вып. 58, 1936.

Гарецкий Р. Г., И. З. Котова, Шлезингер А. Е. О различных типах разреза неоконма на западе Туранской плиты. Изв. АН СССР, № 2, 1965.

Данов А. В. Геологический очерк Карлюкского района Керкинского округа Туркменской ССР (Западная Бухара). III, Всесоюз. геол. съезд. Путеводитель экскурсий, вып. 1, Ташкент, 1928.

Луппов Н. П. К палеогеографии Среднеазиатской части СССР в нижнемеловую эпоху. Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1938.

Луппов Н. П. Стратиграфия нижнемеловых отложений юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Тр. ВНИГНИ, вып. XXIII, 1959.

Луппов Н. П. Об аммонитах из нижнемеловых отложений Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта. «Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии», Тр. ВСЕГЕИ, вып. 2, 1961.

Луппов Н. П. Нижнемеловые отложения Туркмении. Сб. Вопросы геологии Туркмении. Ашхабад, 1965.

Мандельштам М. И., Андреев Ю. Н., Розьева Т. Р. Биостратиграфическое значение мезозойских и кайнозойских остракод Среднеазиатской области Тэтиса, Сб. Вопросы геологии Туркмении. Изд. АН Туркм. ССР. Ашхабад, 1965.

Мирзоев Г. Г. О границе между аптом и альбом и ее положение в разрезе юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Сов. геология, № 11, 1964.

Мирзоев Г. Г. Разрез Кундалинг-Тау. В. сб. «Путеводитель экскурсии по меловым отложениям Средней Азии». Ашхабад, 1966.

Миркамалов Х. Х. К вопросу о границе между отделами меловой системы в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, ДАН Узб. ССР, № 11, 1963.

Михайловский С. Н. Геологические исследования в центральной Бухаре. Зап. Горного ин-та, т. V, вып. II—III, 1964.

Прозоровский В. А., Коротков В. А., Мамонтова Е. В., Порецкая Е. Л. Неком западной Туркмении. Пробл. нефтегазоносности Средней Азии, вып. 6, Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 51, 1961.

Репман Е. А. О возрасте гаурдакской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Тр. ин-та геол. АН Узб. ССР, вып. 3, 1964.

Савельев А. А. Нижнемеловые тригонипды Мангышлака и Западной Туркмении. Тр. ВНИГРИ, вып. 125, 1958.

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

Симаков С. Н. Меловые отложения юго-западного Таджикистана. «Геология СССР», т. 24, Таджикская ССР, ч. 1, 1959.

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

Шванов В. Н. Типы разрезов и стратиграфия нижнемеловых отложений Западного Таджикистана. Изв. отд. геолого-хим. и техн. наук АН Тадж. ССР, вып. 1 (3), 1961.

Шванов В. Н. Палеогеография Западного Таджикистана в раннемеловую эпоху. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол. наук, № 310, 1962.

К статье «Схема стратиграфии верхнемеловых отложений Таджикской депрессии по фораминиферам»:

Бобкова Н. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений и позднемеловые пластинчатожаберные моллюски Таджикской депрессии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 50 вып. 8, 1961.

Бобкова Н. Н. Позднемеловые устрицы Таджикской депрессии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. т. 50, вып. 7, 1961.

Быкова Н. К. Фораминиферы верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской долины. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 121.

Быкова Н. К. Материалы к изучению фауны форминифер сеномана Бухарской области. Сб. «Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии». Гостехиздат, 1947.

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

Джабаров Г. Н., Мания А. А., Арустамов А. А., Курылева. Схема стратиграфии мела Гаурдак-Кугитангского района. Известия АН Туркм. ССР, сер. ХТ и ГН № 1, 1966.

Жукова Е. А. Стратиграфия меловых отложений Гиссарского хребта по фауне фораминифер. 1963.

Ильин В. Д. Стратиграфия верхнемеловых отложений Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Нов. данные по геологии и нефтегазоносности Средней Азии. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV, 1959.

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

К статье «К формированию складчатости промежуточного типа на примере докальных структур южной части Таджикской депрессии»:

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Из-во Московского у-та, 1956.

Белоусов В. В., Кириллова И. В., Розанова Н. А., Горячева В. В. Основные вопросы механизма складкообразования. БМОИП, отд. геол. т. 2, вып. 3, 1947.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.

Гзовский М. В. Тектоника, и проблемы структурной геологии. Проблема 18. Доклад сов. геол. на XXI сессии Международн. геологич. конгресса 1960. Из-во АН СССР, 1960.

Губин И. Е. Геологическая карта Вахшского гребня и хребта Сурх-Ку. Изв. ТФ СССР, № 2, 1943.

Губин И. Е. Закономерность сейсмических проявлений на территории Таджикистана. Изд. АН СССР, 1960.

Захаров С. А. Туткаульский тектонический узел (к вопросу о тектонике Таджикской депрессии). Кандидатская диссертация, 1949.

Захаров С. А. Условия формирования структур Таджикской депрессии. Изв. отд. ест. наук АН Тадж. ССР, выг. 9, 1955.

Захаров С. А. Проявления современной складчатости Таджикской депрессии. БМОИП, отд. геол., т. 30. № 1, 1955.

Солун В. И. К вопросу о тектонике Южного Таджикистана. Изв. ТФАН СССР, № 2, 1943.

Солун В. И. Тектоническое строение Ях-Суйской депрессии. Изв. отд. ест. наук АН Тадж. ССР, № 2,—26, 1958.

К статье «Геохимические особенности углеводородных флюидов Таджикской депрессии».

Готгильф А. В. Растворенные и свободные газы Юго-Западного Таджикистана. на», вып. II, изд. «Ирфон», Душанбе, 1966.

Сб. «Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазонасыщенности Таджикистана»
Нарижная В. Е. Геохимия природных газов Средней Азии. Изд. «Недра», 1965.
Старобинец И. С. Геохимия нефтей и газов Средней Азии. Изд. «Недра», 1966.

К статье «О положении границы юрской и меловой систем на юго-востоке Средней Азии»:

Алиев И. М., Бараш Б. И., Дикенштейн Г. Х. и др. О положении границы юры и мела в восточной части Каракумской платформы. Азерб. нефт. хоз-во, № 3, 1963.

Браташ В. И. К вопросам стратиграфии верхней юры и неокома Таджикской депрессии. Тр. ВНИГНИ, вып. 30, 1961.

Браташ В. И. О границе между юрской и меловой системами в южных районах Средней Азии. В сб. «Тектоника и бурение». Изд-во «Наука», 1966.

Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. Изд-во АН СССР, Москва, 1962.

Рейман Е. А. О возрасте гаурдакской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Тр. Главгеологии Уз. ССР, сб. № 3, 1964.

Решение Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Изд-во АН Уз. ССР, Ташкент, 1959.

Эристави М. С. К вопросу о границе юрской и меловой систем. В кн. «Стратиграфия юрской системы». Изд-во АН Груз. ССР, Тбилиси, 1962.

Мандельштам М. И. История изучения остракод: мезозойская и кайнозойская фауна. Основы палеонтологии, 1960.

К статье «К новой систематике остракод надсемейства»:

Мандельштам М. И. Систематика остракод надсемейства Cutheracea, 1923. Международный геологический конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Дочет-вертикальная микропалеонтология, 1960.

Мандельштам М. И. Оценка морфолого-систематических признаков на раковинах ископаемых остракод и методика их изучения. Известия АН Таджикской ССР. Отд. физико-технических и химических наук, 3 (16), 1965.

Benson R. H., Berdan J. M., Bold W. A. and other., Treatise on Invertebrate Paleontology, Part Q. Arthropoda Crustacea, Ostracoda, 1961.

Hartmann G. Zur Phylogenie und Systematik der Ostracoden. Zeitschrift zool. Syst. Evolutionsforschung 1, 1—2, 1963.

Howe H. Ostracod Taxonomy. Louisiana State University Press, 1962

Miller G. W. Die Ostracoden des Goeies von Neapel. Fauna und Flora Neapel. Mon. 21, 1894

Muller G. W. Ostracoda in das Tierreich. Konigl. Preus. Akad. Wiss. Leif. 31, 1912.

Sars G. O. An account of the Crustacea of Norway vol. 9, Crustacea, Bergen Mus., pt. XV—XVI (Oslo), 1922—1928.

К статье «Опыт применения метода линейных дискриминантных функций для целей литостратиграфии»:

Вистелиус А. Б. ДАН СССР, 71, № 2, 1950.

Добрецов Н. Л., Пономарев А. Г. Сов. геология, № 12, 39, 1964.

Гольдин С. В., Кутюлин В. А. Сов. геология, № 12, 133, 1964.

Меламед Р. Я. Изв. ВУЗов. Геология и разведка, № 5, 10, 1966.

Миллер Р., Дж. Кан. Статистический анализ в геологических науках. Изд-во «Мир», М., 1965.

К статье «Ритмостратиграфическое расчленение и корреляция нижнемеловых отложений Таджикской депрессии»:

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

Мирошников Л. Д. О корреляции песчано-глинистых толщ при помощи гранулометрических коэффициентов. Материалы по литологии, Гостоптехиздат, 1956.

Потапов Н. И. Ритмичность отложений продуктивной толщи Апшерона. Известия, АН АзССР, № 2, 1947.

Преображенный И. А., Саркисян Л. Г. Минералы осадочных пород. Гостоптехиздат, 1954.

Рухин Л. Б. О корреляции песчаных толщ по их гранулометрическому составу. Доклады АН СССР, том. VIII, № 7, 1947.

Хайн В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.

Шванов В. Н., Меламед Я. Р. О минералогии красноцветов нижнего мела Таджикской депрессии. Вестник ЛГУ, № 18, 1960.

К статье «Ископаемые дюны Юго-Западного Таджикистана»:

Решения Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии. Изд. АН Уз. ССР, Ташкент, 1959.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, Л., 1961.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. II, АН СССР, М.-Л., 1956.

Попов В. И. и др. Руководство по определению осадочных фаций. Комплексный метод фациальной палеогеографии. Гостоптехиздат, Л., 1963.

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

К статье «О сопоставлении разрезов естественных обнажений и скважин»:

Левшин Б. А., Фартуков М. М. Верхнемеловые отложения Кизил-Арватской структурной выступы. «Нефтегазовая геология и геофизика», № 3, 1963.

Мирошников Л. Д. О корреляции песчано-глинистых толщ при помощи гранулометрических коэффициентов. Материалы по литологии. Госгеолтехиздат, 1956.

Потапов И. И. Ритмичность отложений продуктивной толщи Апшерона. «Известия АН АзССР», № 2, 1947.

Сигов А. П. Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных осадочных пород. «Советская геология», № 3, 1960.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. Изд-во «Недра», 1964.

Черников О. А. Литология нижнекаменноугольных отложений юго-западного обрамления Западно-Сибирской низменности. Изд-во АН СССР, 1961.

Шванов В. Н., Меламед Я. Р. О минералогии красноцветов нижнего мела Таджикской депрессии. Вестник ЛГУ, № 18, 1960.

Шварц Л. Я. О ритмичности красноцветной толщи. Изв. АН Тадж. ССР, № 3, 1960.

Шварц Л. Я. Расчленение и корреляция разрезов продуктивных толщ Прибалханского района и Апшеронского полуострова. «Новости нефтяной техники», № 3, 1957.

К статье «Современный структурный план Кулябской мегасинклинали Таджикской депрессии в связи с нефтегазностью»:

Бабков К. В. Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности палеогеновых отложений Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. V, 1962.

Власов Н. Г. Схема тектоники Юго-Западного Дарваза. ДАН СССР, т. 145, № 6, 1962.

Власов Н. Г. Стратиграфия и тектоника Юго-Западного Дарваза. Автореферат канд. дисс., 1963.

Вонгаз Л. Б., Коган А. Б. Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазностью. Сб. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Изд. «Недра», 1964.

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. А., Рейслер Г. И. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. Изв. АН СССР, геофизическая, № 8, 1958.

Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. Изд. АН СССР, 1960.

Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР., т. ХСУ, 1958.

Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. Тр. ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. V, 1962.

Ильин С. И., Мейер Р. Я., Михайлицкий П. И. Геологическое строение и перспективы нефтеносных районов Средней Азии, т. II, Южно-Таджикская депрессия. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., т. II, вып. 25, 1947.

Кухтиков М. М. Краевые разломы Памира и Дарваза. Уч. Зап. Тадж. Ин-та, тр. ф-та естеств. наук, вып. 2, 1956.

Лысков Л. М. О поперечном поднятии в верховьях бассейна р. Вахш. ДАН Тадж. ССР, т. VIII, № 11, 1965.

Солун В. И. Тектоническое районирование Ях-Суйской депрессии. Изв. отд. естеств. наук. АН Тадж. ССР, вып. 2, (26), 1958.

Туаев Н. П. Верхне-Амударьинская впадина как пример активизированной платформы в связи с вопросами нефтегазоносности. Сб. Тектоника Памира и Тянь-Шаня, изд. Наука, 1964.

Чедия О. К. Позднечетвертичные поперечные поднятия в Дарвазе. ДАН Тадж. ССР, т. 112, № 4, 1957а.

Чедия О. К. К характеристике альпийской структуры Южного Дарваза. Тр. ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. XX, VII, вып. II, 1957.

Чихачев П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Тр. Тадж. компл. эксп., 1932, вып. IV, 1934.

Чихачев П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. В кн. Геология Тадж. ССР, 1959.

Юшин В. И., Коробка В. С., Мамонтов А. Н., Финкельштейн Ш. Д. Литолого-фациальная изменчивость нефтегазоносных горизонтов палеогена Таджикской депрессии. Сб. Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 1, 1965.

К статье «История геологического развития Кафирниганской зоны Таджикской депрессии в верхнеэоценовое и олигоценовое время»:

Абсолютный возраст геологических формаций. Доклады советских геологов на XXII сессии МГК. Изд. «Наука», М., 1964.

Бабков К. В. О распространении некоторых устриц в Таджикской депрессии. Сообщ. Тадж. ФАН СССР, в. XXVII, 1960.

Бабков К. В., Крейденков Г. П. К вопросу о границе между палеогеном и мелом в Таджикской депрессии. ДАН Тадж. ССР, т. IV, № 1, 1964.

Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Труды ЦНИГРИ, вып. 108, 1938; вып. 121, вып. 126, 1939;

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники, 2-е изд. Госгеолтехиздат, М., 1954.

Бурачек А. Р. Междуречье рек Сурхан-Кафирниган. Геология Узбекской ССР, т. 2, 1937.

Вялов О. С. Стратиграфия палеогена Таджикской депрессии. Тр. НГРИ, сер. А, вып., 129, 1939.

Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикской депрессии. Изд. АН СССР, М., 1960.

Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Изд. АН Тадж. ССР, Сталинабад, 1958.

Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей, т. 1, Госоптехиздат, М., 1958.

Меламед Я. Р. Основные закономерности геологического и палеогеографического развития Таджикской депрессии в неогеновом периоде. Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана, вып. 1, Изд-во. «Ирфон», Душанбе, 1966.

Солун В. И. Структура и история геологического развития Яхсуйской депрессии. Автореферат. диссерт. на соиск. уч. ст. канд. г-м наук, 1956.

Солун В. И. Некоторые вопросы стратиграфии третичных отложений Таджикской депрессии. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., в. 10, № 268, Л., 1959.

Чедия О. К. История геологического развития Таджикистана в кайнозое. В сб. «Новейший этап геологического развития территории Таджикистана», Душанбе, 1962.

Чихачев П. К. История геологического развития территории Таджикской ССР. Юго-Западный Таджикистан. Геология СССР т. XXIV, ч. 1, Госгеолтехиздат, М., 1959.

К статье «Новые данные о геологии хребтов Мадиян-Булак, Сулдуз и северной части хребта Туон-Тау»:

Бабков К. В., Крейденков Г. П. К вопросу о границе между палеогеном и мелом в Таджикской депрессии. Докл. АН Таджикской ССР, т. IV, № 1, 1961.

Бурачек А. Р. Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. Труды ТКЭ, вып. 4, 1934.

Бурачек А. Р. Междуречье рр. Сурхан-Кафирниган. Геология Узбекской ССР, том II, 1937.

Бурачек А. Р., Чихачев П. К. Континентальные неогеновые отложения Юго-Западного Таджикистана. Геология СССР, т. XXIV, ч. 1, 1959.

Вялов О. С. Стратиграфия палеогена Таджикской депрессии. Труды НГРИ, серия А, вып. 129, 1939.

Грамм М. Н. Стратиграфия кайнозойских моласс Ферганы и сопоставление их с третичными континентальными отложениями некоторых соседних областей. Автореферат диссертации на соиск. ученой степени доктора геол.-минерал. наук. 1962.

Захаров С. А. Стратоструктуры мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Труды ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. XV, 1958.

Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. Тр. ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. V, 1962.

Ильин С. Н., Мейер Т. Я., Михайлицкий П. И. Перспективы нефтеносности Средней Азии. Труды ВНИГРИ, т. II, вып. 26, 1947.

Лренденков Г. П. О верхней границе палеогеновых отложений Таджикской депрессии. Докл. АН СССР, т. 159, № 4, 1964.

Меламед Я. Р. Литология и условия образования неогеновых отложений советской части Верхне-Амударьинской депрессии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-минерал. наук, Душанбе, 1965.

- Чихачев П. К.** Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Труды ТКЭ, вып. 4, 1934.
- Чихачев П. К.** Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Геология СССР, т. XXIV, Таджикская ССР, ч. 1, геологическое описание. Госгеолтехиздат, 1959.
- Балашов Л. С.** Сурхан-Дарьинский артезианский бассейн. Тр. лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. Н. Саваренского, т. XXX, 1960.
- Бедер Б. А.** Воды артезианских бассейнов Средней Азии, Узб. геол., № 5, 1959.
- Готгильф А. В., Афанасьева В. Н.** Водонапорные комплексы Таджикской депрессии, сб. Вопросы геол. строен. и перспект. нефтегазон. Таджикистана, вып. 1, изд. «Ирфон», Душанбе, 1965.
- Готгильф А. В.** Пластовые воды месторождений и разведочных площадей Гиссарской долины. Сб. Вопросы геол. строен. и персп. нефтегазон. Таджикистана, вып. II, Изд. «Ирфон», Душанбе, 1966.
- Чуршина Н. М.** Душанбинский артезианский бассейн и его термоминеральные воды. Автореф. канд. диссерт. г. Душанбе, 1964.

К статье «Распределение малых химических элементов в основных типах пород меловых отложений Таджикской депрессии по данным спектрального анализа»:

- Катченков С. М.** Опыт корреляции геологических разрезов по данным спектрального анализа. Геологический сб., № 2, тр. ВНИГРИ, вып. 5, 1953.
- Страхов Н. М.** О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории земли. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 6, Изд. АН СССР, 1949

К статье «Об одном из методов выявления в толщах осадочных пород вторичных битумов»:

- Акрамходжаев А. М., Каримов А. К. и др.** Нефтегазообразование и нефтегазо-накопление в Ферганской впадине. Изд-во. «Фан», Таш. 1966.
- Амосов Г. А., Ярошевский М. С.** О первичной миграции. Геология нефти и газа, № 8, 1965.
- Воссоевич Н. Б.** Образование нефти в терригенных отложениях на примере чо-кракско-карганских слоев Терского передового прогиба. Труды ВНИГРИ, вып. 128, Гостоп-техиздат, Л., 1958.
- Гуляева Л. А.** Геохимия терригенных отложений девона Урало-Поволжья. Авто-реферат докт. диссерт. Изд-во. АН СССР, 1953.
- Каримов А. К.** Графический метод выявления вторичных битумов в осадочных отложениях. ДАН Уз. СССР, № 8, 1963.
- Неручев С. Г.** Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Гостоптехиздат, Л., 1962.
- Салямова С. К.** О битуминозности и ее связи с формами серы и железа в терригенной формации нижней и средней юры юго-западных отрогов Гиссара. Узб. геологический журнал, № 4, 1966.
- Славин П. С.** О некоторых новых геохимических показателях осадочных пород. В сб. «Прямые методы поисков нефти и газа», изд-во. «Недра», 1964.

К статье «Опыт применения окислительно-восстановительного потенциала пород при исследовании разрезов нефтегазоносных площадей»:

- Бардоши Д., Бод М.** Новый метод измерения окислительно-восстановительных свойств осадочных пород. «Геохимия», № 3, 247, 1960.
- Дроздовская А. А.** Окислительно-восстановительный потенциал горюд и его при-менение в геологической практике. Сб. «Теоретические и генетические вопросы мине-ралогии и геохимии». АН УССР, 157, 1963.
- Четверикова О. П.** Применение метода потенциометрического титрования для характеристики окисляемости пород. Тр. ВНИГРИ, вып. XI, 223, 195.

К статье «Физико-минералогическая характеристика и условия формирования глинистых покрывок меловых отложений Юго-Западного Таджикистана»:

- Бабаев Ш.** Некоторые литолого-минералогические особенности нижнемеловых отложений юго-западного Таджикистана. Изв. Отд. физ. техн. и хим. науч. АН Тадж. ССР, 2 (15), 1964.
- Бабаев Ш.** Эпигенетическая зональность нижнемеловых отложений Таджикской депрессии. ДАН СССР, том 168, № 4, 1966.
- Вассоевич Н. Б.** Стадии развития нефтематеринских отложений терригенного типа. Сб. «Происхождение нефти». Гостоптехиздат, 1955.
- Вассоевич Н. Б.** Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых сладков. Новости нефт. техн., ССР, геология, вып. 4, 1960.

Викулова М. Ф., Звягин Б. Б. и др. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолиздат, 1957.

Вопросы минералогии глин. Издательство иностранной литературы, 1962.

Динкельштейн Г. Х. и др. Роль глинистых покрывок при формировании газовых залежей. Геология нефти и газа, № 3, 1965.

Грим Р. Е. Минералогия глин, 1959.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Дриц А. В. Глинистые минералы — индикаторы глубинных изменений терригенных пород. Сб. посвящ. 60-летию П. В. Пустовалова. Изд. АН СССР, 1963.

Уэллер Дж. М. Уплотнение осадков. В книге «Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых», том 1, Гостоптехиздат, 1961.

К статье «Геотермическая характеристика разреза мезо- и кайнозойских сложенностей Юго-Западного Таджикистана».

Готильф А. В. Пластовые воды месторождений и разведочных площадей Гиссарской долины. Сб. «Вопросы геологии и нефтеносности Таджикистана, вып. II, Изд. «Ирфон», Душанбе, 1966.

Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. Гостоптехиздат, М. 1958.

Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. Гостоптехиздат, М., 1962.

К статье «Изменчивость коллекторских свойств и выклинивание коллекторских горизонтов, как один из факторов нефтегазонакопления в гиссарской зоне Таджикской депрессии».

Бабаев А. М., Кулагин В. К. Глубинное строение восточной части Гиссарской долины. Сб. «Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, 1964.

Бабков К. В. Сравнительная оценка перспектив нефтегазонакопления палеогеновых отложений Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. V, геология, 1962.

Васильчиков М. В., Финкельштейн Ш. Д., Голлямов М. Х., Ахмедзянов Ф. У. Нефтяные и газовые месторождения Таджикистана. Сб. Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазонакопления Таджикистана, вып. II, 1966.

Готильф А. В., Афанасьева В. Н. Водонапорные комплексы Таджикской депрессии. Сб. Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазонакопления Таджикистана, вып. I, 1965.

Готильф А. В. Пластовые воды месторождений и разведочных площадей Гиссарской долины. Сб. Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазонакопления Таджикистана, вып. I, 1966.

Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (геология и сейсмичность). Изд. АН СССР, 1960.

Захаров С. А. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. V, «Геология», 1962.

Ильин С. И., Мейер Г. Я., Михайлицкий П. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазонакопления районов Средней Азии. Южно-Таджикская депрессия. Тр. ВНИГРИ, нов. сер. т. II, вып. 25, 1947.

Кошлаков Г. В. О некоторых результатах геофизических исследований на юге Таджикистана. Сб. Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазонакопления Таджикистана, вып. I, 1965.

Кудрявцев Н. А. Геологическое строение южного склона Гиссарского хребта в районе г. Каратаг. Тр. Нефт. геолог. ин-та, сер. А, вып. 23, 1932.

Чихачев П. К. Тектоника Юго-Западного Таджикистана. Тр. ТКЭ, 1934 г.

Юшин В. Н., Коробка В. С., Мамонтов А. Н., Финкельштейн Ш. Д. Литолого-фациальная изменчивость нефтегазонакопительных горизонтов палеогена Таджикской депрессии. Сб. Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазонакопления Таджикистана, вып. I, 1965.

К статье «Перспективы и направление геолого-разведочных работ на нефть и газ в пределах советской части Афгано-Таджикской впадины»:

Бабков К. В. Сравнительная оценка перспектив нефтегазонакопления палеогеновых отложений Таджикской депрессии. Труды Института геологии АН Тадж. ССР, том V, 1962.

Бакиров А. А., Широков В. Я. Перспективы открытия на территории Таджикской ССР крупных скоплений газа и нефти. Советская геология, № 5, 1963.

Газарян Г. Н., Говердовский Е. А. О перспективах нефтегазонакопления Гиссарской долины Таджикской депрессии по геологическим и геохимическим данным. Нефтегазовая геология и геофизика, № 4, 1964.

Газарян Г. Н., Говердовский Е. А., Мендиянов Р. Ю. К методике проведения поисково-разведочных работ на раскрытых структурах Кафирниганской антиклинальной зоны в Южно-Таджикской депрессии. Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии, выпуск 9, 1964.

Захаров С. А. Некоторые вопросы нефтегазоносности в Таджикской депрессии. Труды института геологии АН Тадж. ССР, том XVIII, выпуск 3, 1959.

Ильин С. И., Мейер Г. Н., Михайлицкий П. И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносных районов Средней Азии. Том II. Таджикская депрессия. Труды ВНИГРИ, Новая серия, вып. 25, 1947.

Рыжков О. А., Эмануэль Э. В., Атакулов Т. Особенности формирования антиклинальных складок Сурханской синклиналиной зоны. Нефтегазовая геология и геофизика, № 12, 1966.

Симаков С. Н. Перспективы нефтегазоносности мезо-кайнозоя Таджикской депрессии. Сов. геология, № 1, 1959.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<i>Ю. Н. Андреев.</i> Новые данные по стратиграфии нижнего мела Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта и Таджикской депрессии	5
<i>В. И. Корчагин.</i> Схема стратиграфии верхнемеловых отложений Таджикской депрессии по фораминиферам	15
<i>В. С. Лучников.</i> О положении границы юрской и меловой систем на юго-востоке Средней Азии	22
<i>М. И. Мандельштам.</i> К новой систематике остракод надсемейства cytheracea	29
<i>А. И. Айнемер, Я. Р. Меламед.</i> Опыт применения метода линейных дискриминантных функций для целей литостратиграфии	34
<i>Л. Я. Шварц, В. М. Сташков.</i> Ритмостратиграфическое расчленение и корреляция нижнемеловых отложений Таджикской депрессии	40
<i>Я. Р. Меламед.</i> Ископаемые дюны Юго-Западного Таджикистана	44
<i>Л. Я. Шварц, В. М. Сташков, Д. Ташматова.</i> О сопоставлении разрезов естественных обнажений и скважин	48
<i>Л. М. Сафьян, В. М. Мирошниченко, И. А. Наумочкин.</i> К формированию складчатости промежуточного типа на примере локальных структур южной части Таджикской депрессии	52
<i>В. С. Коробка, Ю. А. Воскресенская.</i> Современный структурный план Кулябской-мегасинклинали Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью	66
<i>Г. С. Волос, Р. М. Махкамов.</i> История геологического развития Кафирниганской зоны Таджикской депрессии в верхнеэоценовое и олигоценовое время	75
<i>В. В. Болтышев, Р. М. Махкамов.</i> Новые данные о геологии хребтов Мадиян-Булак, Сулдуз и Северной части хребта Туюн-Тау	83
<i>М. Л. Белеловский.</i> Об одной закономерности изменения плотности осадочных пород Афгано-Таджикской впадины	91
<i>А. В. Готгильф, В. Н. Афанасьева.</i> Гидрогеологические условия Душанбинского газонефтеносного района	96
<i>Ю. А. Яковец, А. В. Готгильф.</i> Геохимические особенности углеводородных флюидов Таджикской депрессии	108
<i>Г. А. Иванова.</i> Распределение малых химических элементов в основных типах пород меловых отложений Таджикской депрессии по данным спектрального анализа	116
<i>Г. А. Сафранов.</i> Об одном из методов выявления в толщах осадочных пород вторичных битумов	123

<i>Е. Б. Яковец.</i> Опыт применения окислительно-восстановительного потенциала пород при исследовании разрезов нефтегазоносных площадей	126
<i>Ш. Бабаев.</i> Физико-минералогическая характеристика и условия формирования глинистых покрышек меловых отложений Юго-Западного Таджикистана	132
<i>А. В. Готгильф, В. Н. Афанасьева, И. Юсупов.</i> Геотермическая характеристика разреза мезо- и кайнозойских отложений Юго-Западного Таджикистана.	143
<i>В. А. Шустов, Ю. Н. Андреев, А. В. Готгильф, В. С. Коробка, В. С. Лучников.</i> Изменчивость коллекторских свойств и выклинивание коллекторских горизонтов, как один из факторов нефтегазонакопления в Гиссарской зоне Таджикской депрессии	146
<i>Г. Н. Газарян, Л. Г. Штейнберг, Е. А. Говердовский, Р. Ю. Мендиянов, Р. У. Коломазов, М. А. Вахитов.</i> Перспективы и направление геолого-разведочных работ на нефть и газ в пределах советской части Афгано-Таджикской впадины.	152
Литература	158

ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ТАДЖИКИСТАНА

Труды, выпуск 1

Редактор *М. Шабинский*
Художественный редактор *Л. Винников*
Технический редактор *А. Крымов*

Сдано в набор 12/IX-1968. Подписано в печать 10/1-1969. Печатных листов 10,5+
+ вклейки 1 лист. Условных печатных листов 16,10. Учетно-изд. листов 12,64. Бумага
№ 2. Формат 70×108^{1/16}. Тираж 1000. Заказ № 4120. КЛ 04413. Цена 90 коп.

Издательство «Ирфон», Шевченко, 10.

Полиграфкомбинат Комитета по печати при Совете Министров Таджикской ССР.

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
3	13 св.	Таджикистана	Узбекистана
31	8 св.	Kuznetsova	Kuznetsovia
31	13 св.	Vronskja	Vronskaja
31	1 сн.	Enpocythere	Entocythere
32	28 св.	Domatte	Damotte
32	21 сн.	Alexandeg	Alexander
70	13 сн.	Кулябской 8	Кулябской
71	5 св.	остатки	отметки
146	7 св.	синлиальный	синклиальный
148	1 св.	XI	IX

Зак. № 4120, т. 1000.

90 к.

1148