А. М. Габрильян

ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ВОПРОСЫ НЕФТЕНОСНОСТИ ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ


ЎЗБЕКИСТОН ССР
ФАНЛАР АКАДЕМИЯСИ
АКАДЕМИЯ НАУК
УЗБЕКСКОЙ ССР

ЎЗБЕКИСТОН ССР ФАНЛАР АКАДЕМИЯСИ
ГЕОЛОГИЯ ИНСТИТУТИ

А. М. ГАБРИЛЬЯН

Геология-минералогия фанлари доктори

ФАРҒОНА ДЕПРЕССИЯСИНИНГ ЛИТОЛОГИЯСИ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯСИ ВА ЮҚОРИ БЎР ҲАМДА ПАЛЕОГЕН ҚАТЛАМЛАРИДАГИ НЕФТЬ МАСАЛАЛАРИ

ЎЗБЕКИСТОН ССР ФАНЛАР АКАДЕМИЯСИ НАШРИЁТИ
ТОШКЕНТ – 1957

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

551.8+553.98
Г-12

А. М. ГАБРИЛЬЯН
доктор геолого-минералогических наук

ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ВОПРОСЫ НЕФТЕНОСНОСТИ ВЕРХНЕГО МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

94

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ—1957

В работе излагаются результаты литолого-фациального изучения верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии и истории ее геологического развития, приводится анализ фаций верхнего мела и палеогена Ферганы.

На основе анализа нефтегазоносности Ферганской депрессии освещаются геологические перспективы развития добычи нефти в данной области на ближайшие 10—15 лет.

Книга рассчитана в основном на геологов-нефтяников производственных организаций, научных сотрудников, работающих в области геологии, а также на студентов вузов.

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Н. П. Васильковский

ВВЕДЕНИЕ

При разработке темы «Литология и палеогеография верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии» из всего комплекса осадочных образований в качестве объекта изучения автор выбрал именно верхнемеловые и палеогеновые отложения. Это было продиктовано стремлением более полно и тесно увязать тематические работы с запросами нефтяной промышленности.

С палеогеновыми отложениями Ферганы связаны залежи нефти и естественного газа, разрабатывающиеся со второй половины прошлого столетия. Недавно промышленные скопления нефти и газа установлены и в верхнемеловых свитах Ферганы, до того не представлявших интереса в нефтяном плане.

В связи с этим в настоящее время следует говорить, по крайней мере, о палеогеново-верхнемеловой продуктивной толще Ферганской депрессии.

За последние 10—15 лет, наряду с разведкой более глубоких чем «ферганский ярус» горизонтов, переместился и центр тяжести практической деятельности нефтяников Ферганы. От разработки небольших, часто в значительной степени размытых месторождений периферических частей долины, промышленность перешла к разведке и эксплуатации «закрытых» площадей зоны кольцевых адыров, расположенной ближе к центральной части депрессии.

Подобная эволюция во времени находит себе объяснение в том, что нефтяные залежи зоны кольцевых адыров значительно богаче по своим запасам. Нефти, добываемые здесь, по качеству лучше нефтей месторождений периферической зоны и нередко сопровождаются большими скоплениями естественного газа в виде мощных «газовых шапок».

Эти особенности месторождений зоны кольцевых адыров обусловлены тем, что продуктивные горизонты в них перекрыты, как правило, мощными песчано-глинистыми пачками, предохранившими залежи от дегазации и истощения, и залегают на больших глубинах, — порядка 1200—1800 *м*.

Если бурение скважин глубиною до 1500—2000 *м* в настоящее время в условиях Ферганы не вызывает особых технических затруднений, то геологическое изучение подобных «закрытых» площадей зоны кольцевых адыров значительно осложняется.

В отличие от антиклиналей и брахиантиклиналей периферической зоны, чаще всего сложенных на поверхности меловыми и палеогеновыми породами, поднятия полосы кольцевых адыров выражены однообразными, трудно поддающимися стратиграфическому расчленению, континентальными неогеновыми и четвертичными подгорными образованиями — молассами.

Отсутствие надежных маркирующих горизонтов в молассах, весьма затрудняющее определение проектных глубин бурения скважин, а также наблюдающееся несоответствие поверхностной и глубинной тектоники, вследствие явления «перекатывания осей», делают геологическую съемку необходимым, но совершенно недостаточным этапом в подготовке таких площадей к поисково-разведочному бурению на нефть.

В этих условиях выводы о благонадежности новых площадей приходится в большей степени обосновывать на данных геофизических исследований и на палеогеографических построениях.

В связи с этим возникает необходимость выяснения деталей палеогеографической обстановки Ферганской депрессии в верхнемеловую и палеогеновую эпохи.

Однако такая задача не может быть сколько-нибудь успешно разрешена без достаточно полного изучения литологии осадков реконструируемых эпох, без установления общих закономерностей породообразования, пространственного размещения фаций этого времени в Ферганской депрессии, а также картины распределения в ней мощностей пород.

Краткая история предшествовавших исследований убеждает нас в том, что несмотря на большой объем геологических работ, проведенных в Ферганской долине, детального литологического изучения верхнемеловых и палеогеновых отложений до самого последнего времени проведено не было.

Так, до 1940 г. работы А. С. Уклонского по серным месторождениям Ферганы (1935$_{1, 2}$), В. Б. Татарского (1936, 1939) и М. Г. Барковской по нижнемеловым породам (1936) были первыми и, пожалуй, единственными исследованиями этого рода.

Начиная с 1940 г. все чаще появляются работы по литологии интересующих нас верхнемеловых и палеогеновых образований. В 1940 г. автором закончена работа по литологии нефтеносных горизонтов палеогена Ферганской долины (1941$_1$), а в 1941 г. — по литологии верхнемеловых и палеогеновых отложений района Чангырташ (1941$_2$).

Много полезных и новых сведений можно найти в первом томе сводки ВНИГРИ, посвященном Ферганской депрессии (Вялов и др., 1947).

С 1944 г. Р. Ф. Геккер совместно с А. И. Осиповой начали, по поручению Палеонтологического института АН СССР, большие исследования по палеоэкологии ископаемых биоценозов и литологии палеогеновых свит Ферганы.

В 1949 г. С. Н. Симаков, по заданию ВНИГРИ, приступил к изучению стратиграфии мела Ферганской долины.

Среди палеогеографических исследований необходимо отметить широкие обобщения Д. В. Наливкина, давшего впервые для Средней Азии, в частности и для Ферганы, историю геологического развития, начиная с палеозоя до четвертичного времени включительно (1926, 1928, 1930$_2$, 1936).

Из работ более позднего периода, посвященных специально Фергане, следует упомянуть исследования М. Г. Барковской (1938) и О. С. Вялова (1936$_1$).

В 1947 г. автор данной работы доложил на II Среднеазиатской конференции геологов-нефтяников краткую сводку по палеогеографии Ферганской депрессии в мезозойское и палеогеновое время, сопроводив ее семью палеогеографическими схемами (1948$_1$).

У Б. А. Петрушевского приводится ряд данных, позволяющих в известной мере уяснить для Ферганской депрессии обстановку осадкообразования в мезозое и кайнозое (1948, 1949).

Приведенный краткий перечень показывает, что в отношении Ферганской депрессии до сих пор еще нет детальных палеогеографических исследований верхнего мела и палеогена, базирующихся на изучении литологии отложений этого времени и на анализе тектонических движений.

Нет необходимости подчеркивать здесь важность подобного анализа для правильного понимания процессов осадкообразования. Детальные палеогеографические реконструкции позволяют более целеустремленно вести поиски и разведку нефти, в особенности в центральной части долины, покрытой мощным чехлом послетретичных накоплений.

Фактическим материалом, положенным в основу настоящей работы, явились полевые сборы автора, работавшего в 1939—1940, 1944—1948 и 1951 гг. в различных районах Ферганы.

В задачу полевых исследований входило детальное послойное изучение верхнемеловых и палеогеновых отложений. В связи с этим было описано 12 основных (опорных) разрезов, выбранных с таким расчетом, чтобы охватить, по возможности, равномерно все части депрессии (рис. 1).

Основные (опорные) разрезы описаны в следующем порядке: Шайдан, Варзык, Нарын, Чарвак (Караунгур), Караалма, Чангырташ, Ялпакташ, Наукат, Риштан, Сох, Исфара и Ташрават.

Кроме перечисленных опорных разрезов, были использованы описания более 50 разрезов, составленных другими геологами и расположенных как в пределах Ферганской депрессии, так и на смежных площадях Приташкентского района и в зоне «алайского пролива». Наконец, весьма ценным оказался фактический материал, полученный в последнее время при бурении глубоких скважин в зоне кольцевых адыров Ферганы; он также использован в данной работе.

Послойное изучение разрезов предусматривало подсчет истинных мощностей выделенных пластов, описание структуры, текстуры, крепости и окраски пород, отбор и, в дальнейшем, определение встречающейся в них макро-и микрофауны в целях возрастного расчленения исследованных свит.

Наряду с этим, для выяснения условий осадкообразования производились массовые определения солевого состава (карбонатов, сульфатов и хлоридов) пород и pH в их водных вытяжках.

Для иллюстрации распределения обломочных (песчано-алевритовых) компонентов по стратиграфической колонке составлялись кривые фациальной, точнее механической, дифференциации.

Результаты определения крепости, окраски и солевого состава пород вместе с кривыми pH и механической дифференциации наносились на литограмму, по принципу своего построения весьма напоминающую литогенетическую колонку Л. В. Пустовалова.

Определения, необходимые для составления литограммы, производились по методике, принятой и в основном разработанной в отделе литологии и геологии нефти Института геологии Академии наук Узбекской ССР проф. В. И. Поповым и автором.

Рассматривая окраску осадочных пород как весьма важный генетический признак, значение которого было подчеркнуто еще А. Е. Ферсманом (1936), а также пытаясь избежать неточности и даже вольности, нередко допускаемых при цветовой характеристике, нами применялась специально изготовленная для этих целей хроматическая шкала.

Полученные результаты определений при контрольных сопоставлениях оказались настолько удовлетворительными, что отпала необходимость в количественной (цифровой) характеристике цвета пород, успешно использованной В. И. Данчевым при изучении верхнепермских (татарских) отложений окрестностей Казани (1947).

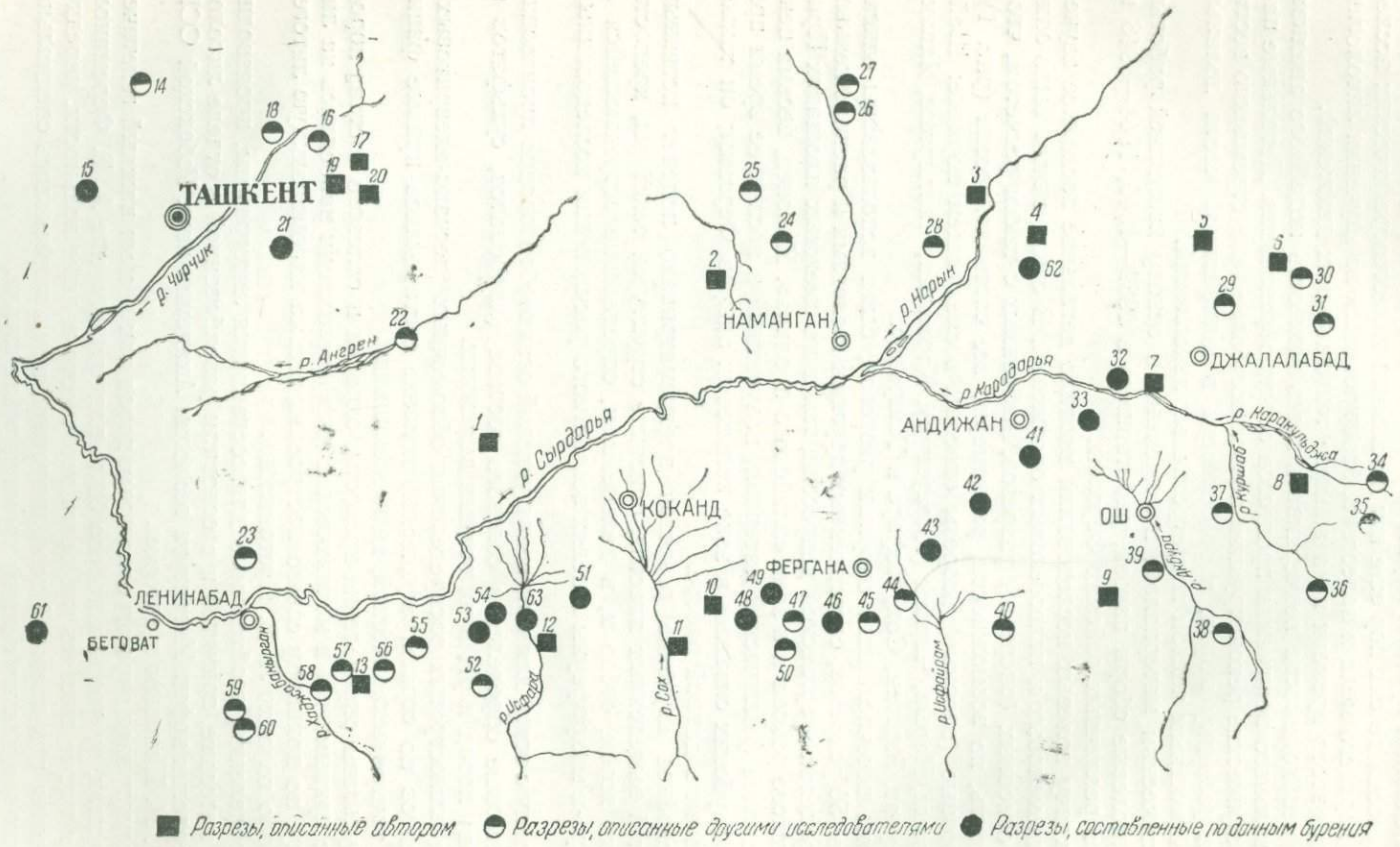


Рис. 1. Схема расположения пунктов наблюдения.

1—Шайдан. *2*—Варзык. *3*—Нарын. *4*—Майлису. *5*—Чарвак. *6*—Караалма. —*7*—Чангырташ. *8*—Ялпакташ. *9*—Наукат. *10*—Риштан. *11*—Сох. *12*—Исфара. *13*—Ташрават. *14*—Дарбаза. *15*—Ишанбазар. *16*—Караманы. *17*—Бельдерсай *18*—Азатбаш. *19*—Гиджан. *20*—Тутамгали. *21*—Самсарек. *22*—Ангрен. *23*—Мурзарабад. *24*—Ортатокай. *25*—Куйгумен. *26*—Пашаата. *27*—Бабаатасай. *28*—Майлисай. *29*—Чиныбулак. *30*—Урумбаш. *31*—Кугарт. *32*—Чангырташ. *33*—Южный Аламышик. *34*—Каракульджа. *35*—Такубай. *36*—Гульча. *37*—Кочкарата. *38*—Ляглян. *39*—Папан. *40*—Абшир (Бурбаш), *41*—Андижан *42*—Палванташ. *43*—Нейман. *44*—Кувасай. *45*—Кызыларча. *46*—Чимион. *47*—Чаурская ант-ль. *48*—Сары. *49*—Яркутан. *50*—Кан.

Условные обозначения, принятые для всех литограмм, приведены на рис. 2.

Определение микрофауны меловых и палеогеновых отложений Ферганы произведено ст. научным сотрудником Института геологии АН УзССР Н. Е. Минаковой, контрольное определение макрофауны — проф. О. С. Вяловым.

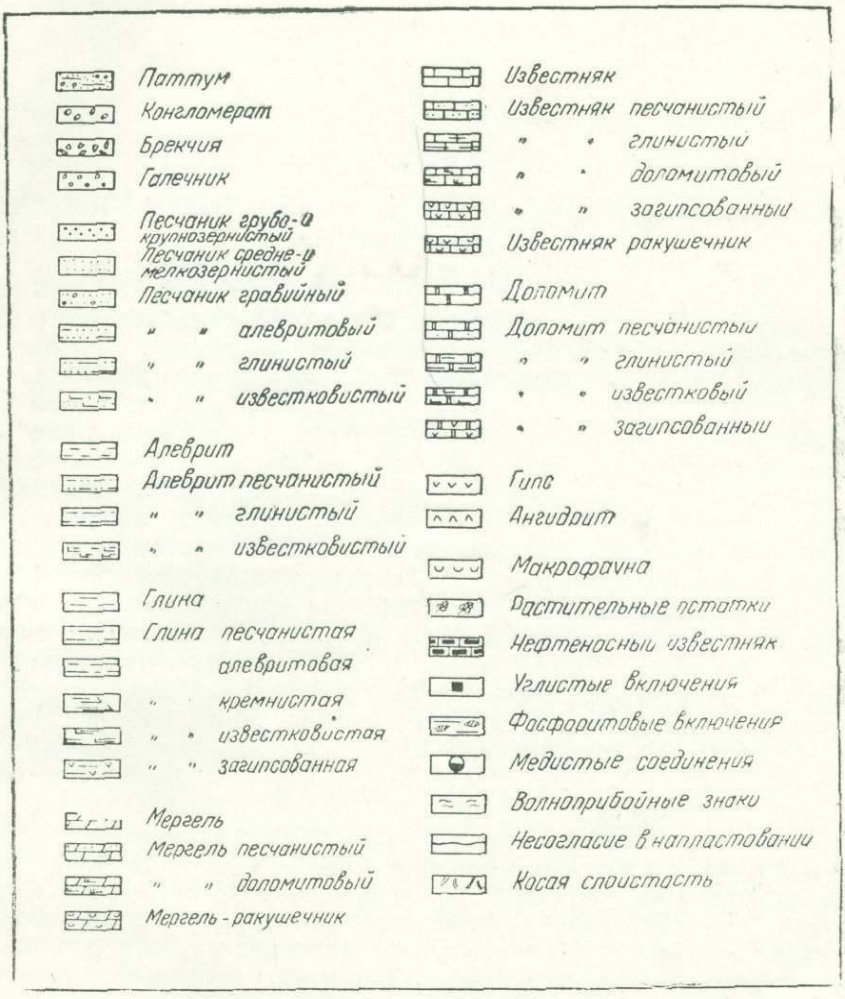


Рис. 2. Условные обозначения, принятые для литограмм, разрезов карт и прочего графического материала.

Ценными советами автор обязан чл.-корреспонденту АН СССР М. И. Варенцову и проф. Н. П. Васильковскому.

Всем этим лицам, содействовавшим выполнению данной работы, приношу свою глубокую благодарность.

Январь 1954 г. А. ГАБРИЛЬЯН.

Глава I

КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДШЕСТВОВАВШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ФЕРГАНЫ

К настоящему времени опубликованная литература, посвященная геологии и нефтеносности Ферганской депрессии, настолько обширна и многогранна, что составление сколько-нибудь обстоятельного и вместе с тем сжатого очерка всех исследований, проведенных по данной области, сопряжено с большими трудностями.

При составлении обзорного очерка возможны, по крайней мере, три пути. Во-первых, очерк может быть составлен в виде хронологического перечня всех предшествовавших исследований. Во-вторых, в основу его можно положить тематический принцип, при котором, например, группируются и рассматриваются вместе все работы по стратиграфии, тектонике, литологии, нефтеносности и т. д. Наконец, можно попытаться наметить отдельные периоды, этапы в истории исследования Ферганы, характеризующиеся своими особенностями, и уже в каждом из них вести изложение в хронологическом порядке.

Мы остановились на последнем варианте, так как простой хронологический перечень работ лишает возможности проследить сложившиеся и исторически сменявшие друг друга представления о геологии и нефтеносности Ферганы.

Руководствоваться тематическим принципом в данном случае было нельзя, поскольку большинство исследований прошлого столетия носит общегеологический характер, обнимающий почти все разделы геологии, в связи с чем пришлось бы одну и ту же работу рассматривать несколько раз, что, естественно, привело бы к ненужным повторениям.

Однако, чтобы у читателя создалось необходимое представление о состоянии изученности стратиграфии, литологии, палеогеографии, нефтеносности и т. д., в дальнейшем ряд глав сопровождается соответствующим кратким обзором истории исследований по данному вопросу.

Задача автора до некоторой степени облегчается благодаря тому, что в опубликованной литературе имеется целый ряд подобных, правда, как правило, неполных сводок (И. В. Мушкетов, 1886; Пейве, 1933; Васильковский и др., 1939₂; Вялов и др., 1947; Попов, 1949; Романовский, 1878; Архангельский, 1916; Васильковский, 1941 и др.). Наиболее обстоятельной и исчерпывающей для своего времени является прекрасно составленная сводка И. В. Мушкетова, охватывающая период с древнейших времен до 1884 г. (1886).

Знакомство с историей геологического изучения Средней Азии и, в частности непосредственно интересующей нас Ферганской депрессии, позволяет наметить в нем по крайней мере пять периодов, каждый из которых отличается своими особенностями.

ИССЛЕДОВАНИЕ ФЕРГАНЫ С ДРЕВНЕЙШИХ ВРЕМЕН ДО ПРИСОЕДИНЕНИЯ ТУРКЕСТАНА К РОССИИ (1865 г.)

Этот период весьма подробно освещен И. В. Мушкетовым в первом томе его уже цитированной монографии «Туркестан», куда мы и отсылаем лиц, интересующихся деталями.

Отличительной особенностью рассматриваемого периода является эпизодичность посещения Ферганы различными путешественниками, а главное то, что все они, за весьма редким исключением, были не натуралистами. Первыми сведениями о Фергане, встречающимися в китайских, арабских и других источниках, мы обязаны историкам, писателям, купцам, толмачам и миссионерам. Поэтому не приходится удивляться, что сообщения этих лиц о полезных ископаемых, устройстве рельефа, гидрографической сети, почвах и т. д. Ферганы часто являются неточными и даже ошибочными.

Только начиная с XIX столетия научные экспедиции постепенно доставляют материал по почвенно-ботаническому и геолого-географическому изучению Туркестана, на первых порах сосредоточенному преимущественно на его равнинной части, известной в литературе под названием Туранской низменности.

Собственно же Тянь-Шань или, как его иногда называют, Горный Туркестан становится объектом исследований лишь со второй половины XIX века, чему немало способствовало основание в 1846 г. Русского географического общества.

По поручению последнего, в 1856 г. известный русский географ П. П. Семенов впервые проникает в восточную высокогорную часть Туркестана и доходит до озера Иссык-Куль, доставив точные географические и естественноисторические данные о системе Тянь-Шаня. В последующем 1857 г. он доходит до истоков р. Нарын.

Во время своих путешествий П. П. Семеновым были собраны богатые ботанические и геологические коллекции; много внимания он посвятил выяснению орографии и отчасти геологического строения Заилийского Алатау, хребта, получившего свое название от данного исследователя.

Благодаря своим знаменитым путешествиям в Тянь-Шань П. П. Семенов получил право именоваться Семеновым-Тян-Шанским.

ИССЛЕДОВАНИЕ ФЕРГАНЫ СО ВРЕМЕНИ ПРИСОЕДИНЕНИЯ ТУРКЕСТАНА К РОССИИ ДО КОНЦА XIX СТОЛЕТИЯ

Присоединение Туркестана к России создало благоприятные предпосылки для развития геолого-географических исследований в этой новой области. Именно в этот период (1865—1900 гг.) были заложены основы наших знаний по геологии Средней Азии.

Список исследователей этого периода открывается славными именами русских путешественников А. П. Федченко и Н. А. Северцева, которые своим самоотверженным трудом, не считаясь с лишениями и опасностями, связанными с работой в малодоступных новых областях, значительно расширили наши представления о загадочном в то время Туркестане.

Изучению Тянь-Шаня и Туранской низменности Н. А. Северцев посвятил в общей сложности 11 лет, в течение которых им были собраны обширные геологические, ботанические и зоологические коллекции (1873); в Ферганской долине Н. А. Северцев экскурсировал в 1867 и 1868 гг.; им были осмотрены медные, свинцовые и железные руды Кураминского района, а также выходы бурого угля в Приташкентском районе.

Во время своих геологических наблюдений в окрестностях Ленинабада (быв. Ходжент) Н. А. Северцев обратил внимание на большой стратиграфический пробел в разрезе осадочных толщ между «горным известняком» (карбон. — *А. Г.*) и юрой, и тем самым уже тогда совершенно правильно подметил перерыв в осадконакоплении, имевший место между верхним палеозоем и нижним мезозоем.

А. П. Федченко в первой своей публикации (1872) касается главным образом естественноисторических сведений о Ферганской долине, входившей в то время (1871 г.) в состав самостоятельного Кокандского ханства. Наблюдения А. П. Федченко приводят его к выводу, что рельеф Ферганы обусловлен хребтами, имеющими почти широтное простирание.

Значительно более интересна для наших целей его вторая публикация, посвященная описанию путешествия в Туркестан в 1871 г. (1875), когда он посетил Ферганскую долину и ее южные горные обрамления. Выступив из Коканда через Шор-Су, Исфару, Чарку и Ворух, А. П. Федченко достиг истоков р. Исфара; при этом в бассейне р. Исфара ему удалось открыть отступающий ледник, названный им ледником им. Шуровского в честь известного русского геолога, в то время президента Общества любителей естествознания.

Сопоставляя отступание ледника Шуровского с опусканием близ расположенного Зеравшанского ледника, установленным во время работ известной Искандеркульской экспедиции (1870 г.), А. П. Федченко совершенно справедливо подчеркивает, что еще очень мало данных, чтобы говорить об общем отступании ледников в Тянь-Шане.

От наблюдательного взора талантливого исследователя не ускользнуло и то обстоятельство, что многие крупные населенные пункты Ферганы (Сох, Балыкчи, Аим и др.) получают воду исключительно из родников, приуроченных к местам выклинивания грунтовых вод. Этот факт, а также сравнение большого снегового покрова Тянь-Шаня с относительно малым количеством выклинивающихся грунтовых вод привели его к выводу о значительных, к сожалению еще не использующихся (в то время. — *А. Г.*), запасах подземных вод в Ферганской долине. Бурение, предпринятое в наши дни специально на воду, вполне подтвердило правильность подобных предположений.

Свою экспедицию в Фергану А. П. Федченко заканчивает посещением северного склона Заалайского хребта, получившего свое название от данного исследователя.

Участник Зеравшанской (Искандеркульской) экспедиции 1870 г. горный инженер Д. Мышенков провел ряд интересных геологических наблюдений в долине Зеравшана, а также к югу от Заамина, в северных предгорьях Туркестанского хребта. Им отмечается факт несогласного залегания юрских угленосных отложений в долине Зеравшана на палеозойские образования, а также литологические особенности меловых пород, развитых здесь (1871). На основании находок фауны автор вполне определенно и обоснованно указывает на присутствие в разрезе осадочных толщ долины Зеравшана верхнемеловых пород.

Однако наиболее важным в работе Д. Мышенкова для нас, пожалуй, является его упоминание о развитии в Западной Фергане и в районе Зеравшана мелководного мелового моря — залива, соединявшегося на западе с громадным морским бассейном, располагавшимся в пределах Устюрта, Мангышлака и Кавказа (1871, стр. 283). Насколько нам известно, в геологической литературе это является первым определенным высказыванием в пользу существования мелководного мелового моря в Фергане.

С присоединением Ташкента (1865 г.) и всей Сырдарьинской области, а затем в 1875 г. и Коканского ханства к России заметно повышается интерес не только к истории, быту и экономическому укладу народов, населявших эти области (Кун, 1876; Петровский, 1875), но и к полезным ископаемым Туркестана и, в первую очередь, к нефтяным источникам Ферганской долины.

В 1868 г. Русское географическое общество сообщает, что комендант гор. Ходжента полковник Фавицкий (1868) прислал в адрес Общества образцы каменной соли из Самгара, а также бирюзы, алебастра, мергеля, медной, свинцовой и железной руды, добытых в предгорьях Кураминского хребта, в урочище Мурзарабат. Согласно отзыву Общества, это были первые сведения о полезных ископаемых данного района Ферганы.

В работе А. А. Кушакевича (1871) мы находим первые упоминания в опубликованной литературе о нефтяных источниках близ Канибадама (речь идет о районе Сельрохо. *А. Г.*), а спустя год И. И. Краузе сообщает, что в северной Фергане на месторождении Майли (Майлису. *А. Г.*) можно добывать колодцами и канавами такое количество нефти, которое обеспечит выработку до 10 тыс. пудов керосина в год (1872). Свои предположения он подкрепляет данными по разгонке нефти, из которых видно, что нефть, полученная в колодцах Майлису, содержит более 35% светлых фракций.

В 1876 г. в «Туркестанских ведомостях» появляется статья К. Гилева «Нефтяные источники в Ферганской области», в которой автор как специалист (горный инженер) приводит описание всех известных к тому времени источников нефти Ферганской долины и свои соображения о перспективах добычи нефти (1876). Им упоминается уже шесть нефтяных источников, располагающихся в предгорьях и как бы окаймляющих долины Сыр-Дарьи, Майлисай, Майлису, Чангырташ, Риштан, Камышбаши (Шорсу) и Ташрават, т. е. почти все из известных к настоящему времени естественных выходов нефти в Фергане.

К. Гилев совершенно правильно определяет возраст пород, содержащих нефть, как третичный, отмечая, что «Нефть в Ферганской области вытекает из пластов известкового песчаника, обилующих створками раковин, определяющих третичную формацию...».

Количество нефтяных источников и их дебит он ставит в прямую зависимость от степени дислоцированности нефтеносных пород, в связи с чем пишет: «Чем пласты известковых песчаников круче и ближе к вертикальному положению, чем эти пласты, образуя сводообразные складки, более переломаны, тем обильнее истечение нефти».

С подобным представлением о тесной связи между тектоническим строением района и его нефтепроявлениями мы встретимся и в дальнейшем при рассмотрении работ И. В. Мушкетова, Д. В. Голубятникова и др.

Подчеркивая высокое качество ферганской нефти и большое количество как известных выходов нефти, так и тех, которые по мнению К. Гилева, несомненно, будут открыты в будущем, он весьма оптимистически расценивает перспективные возможности Ферганской долины в отношении нефти.

В 1882 г. в тех же «Туркестанских ведомостях» появляется предварительное сообщение горного инженера Д. Иванова о его геологических изысканиях в Фергане в 1880 и 1882 гг. (1882).

Д. Иванов, описывая источники нефти Ферганы, группирует их в три полосы: северо-восточную, протягивающуюся от Майлисая на западе до Кульменя на востоке, южную, прослеживающуюся от Канибадама на западе до Чимиона на востоке, и, наконец, восточную, как бы промежуточ-

ную между предыдущими полосами группу нефтяных источников, располагающихся близ Аим-Кишлака (месторождения Чангырташ и Текабель).

Заслуживают упоминания приводимые им данные относительно пространственной сопряженности нефти, серы, гипса и квасцов, хотя автор и ограничивается лишь подобной констатацией, не высказывая каких-либо соображений относительно парагенезиса этих минеральных образований.

Занимаясь определением удельного веса нефтей на месте их выходов на дневную поверхность и получив при этом большие значения порядка от 0,9430 (при 43°С) до 0,9517 (при 28°С), Д. Иванов делает малообоснованное заключение о том, что «ферганская сырая нефть принадлежит к тяжелым сортам горного масла». Если даже считать, что само определение удельного веса произведено им правильно, в чем имеется основание сомневаться, поскольку упоминавшиеся И. И. Краузе и К. Гилев указывают на цифру d при 17°,5=0,836, то даже и в этом случае следовало бы иметь в виду, что значительная часть легких погонов нефти, в условиях естественных выходов, конечно, улетучилась.

С 1874 г. в Туркестане начинают свои многолетние и весьма плодотворные исследования Г. Д. Романовский и И. В. Мушкетов, которые в трехмесячной совместной экскурсии производят осмотр месторождений полезных ископаемых в юго-западной части Сыр-Дарьинской области.

В дальнейшем, до 1880 г., каждый из них работает в поле самостоятельно и, только приступив к обработке колоссального фактического материала, накопленного в течение шести лет, они убеждаются в необходимости более тесного кооперирования и разделения труда между собой.

Г. Д. Романовский берет на себя обработку всего стратиграфического и палеонтологического материала, а И. В. Мушкетов — орогеологическую и петрографическую части.

В 1881 г. была опубликована первая геологическая карта Туркестана, в масштабе 30 верст в дюйме, составленная Г. Д. Романовским совместно с И. В. Мушкетовым. Нет необходимости подчеркивать, что появление этой первой геологической карты, в основу которой были положены главным образом личные наблюдения автора, имело весьма большое значение в познании геологии Туркестана.

В последующем каждый из них самостоятельно публикует результаты обработки своих материалов.

В период с 1878 по 1890 гг. последовательно выходят в свет первый, второй и третий выпуски „Материалов для геологии Туркестанского края" Г. Д. Романовского (1878, 1890). Не касаясь второго и третьего выпусков, посвященных специальным палеонтологическим вопросам, мы остановимся лишь на содержании первого выпуска, в котором автор излагает, в частности, схему стратиграфии интересующих нас мезо-кайнозойских отложений Ферганы.

Мезозойские или, как их называет Г. Д. Романовский, вторичные образования Туркестана, он подразделяет на верхнетриасовые, лейасовые и осадки меловой почвы. Угленосные мезозойские формации Ферганы Романовский, исходя из содержащейся в ней флоры, склонен рассматривать скорее всего как рэтические, хотя и допускает возможность наличия здесь, по аналогии с Каратау, и лейасовых отложений.

Меловые образования расчленяются им пространственно на два яруса: восточный и западный. Первый из них, характеризующийся остатками Gryphaea Kaufmannii Rom., Ostrea vesicularis Lam., O. turkestanensis Rom. и др., он предлагает назвать ферганским ярусом, а второй, т. е. западный, в котором встречаются остатки Rudistae и

пластинчатожаберных (Cyprina rostrata Sow. Trigonia rotundata и др.), сырдарьинским. Датируя оба яруса как верхний мел, Г. Д. Романовский, однако, подчеркивает, что сырдарьинский ярус древнее, чем ферганский (1878, стр. 51). Третичные породы подразделяются им на верхние (неогеновые) и нижние (палеогеновые) отложения; при этом отмечается, что проведение границы между палеогеном и верхним мелом сопряжено с большими трудностями.

Из числа послетретичных отложений особенно подробно рассматривается туркестанский лёсс; в отношении его генезиса Г. Д. Романовский принимает эоловую гипотезу Рихтгофена, предложенную для объяснения образования лёсса Северного Китая и некоторых других стран.

В результате своего путешествия в Фергану в 1876 г. Романовский дает краткое геологическое описание источников нефти, и, что для нас особенно важно, приходит к выводу, что „геологические условия нахождения нефти в Ферганской области, как и большинства ее приисков на земном шаре, опровергают теорию образования этого жидкого углеводорода путем перегонки газообразных или парообразных углеводородистых соединений, будто бы исходящих от раскаленных недр земли" (там же, вып. 1, стр. 37).

Несколько позже, в 1882 г., касаясь возможных путей покрытия топливного дефицита Туркестана, он вновь указывает на ферганские нефтяные источники и настаивает на скорейшей разведке буровыми скважинами этого бассейна, весьма оптимистически расценивая его ресурсы (1882 г., стр. 296).

В краткой заметке, опубликованной в 1879 г., им описываются два новых вида устриц из окрестностей селения Риштан Южной Ферганы—Ostrea (Platygena) asiatica Rom. и Exogyra ferganensis Rom., при этом ошибочно допускается, что оба вида встречаются совместно в пестрых рухляках ферганского яруса (1879). В действительности, как это было установлено последующим изучением, слои Exogyra ferganensis Rom. залегают стратиграфически выше, чем горизонт с Ostrea (Platygena) asiatica Rom.

В публикации 1882 г. Г. Д. Романовский вновь возвращается к аргументации палеонтологической самостоятельности выделенного им ферганского яруса и несколько уточняет его возраст (1882). Согласно новым данным, он предлагает ферганский ярус поместить между сенонским и датским ярусами, а из числа характерной фауны его отмечает: Ostrea turkestanensis, Gryphaea Kaufmannii, Exogyra galeata, Ex. ferganensis и Platygena asiatica.

Однако наиболее крупным событием в истории геологического изучения Ферганы, да и всей Средней Азии в целом, рассматриваемого периода, безусловно, явился выход в свет в 1886 г. первого тома монографии И. В. Мушкетова „Туркестан" с приложением геологической карты масштаба 100 верст в дюйме (1886).

А. П. Карпинский в своей рецензии, написанной в связи с представлением этой работы на соискание Макариевской премии, отметил большие заслуги ее автора (1888). Среди многих достоинств труда И. В. Мушкетова рецензент особо подчеркивает, что автору, в прекрасной по форме изложения работе, удалось дать критический обзор всех предшествовавших исследований, объяснить всю сложность тектонического плана Ферганы наличием двух основных направлений складчатости (С-З и С-В), установить связь нефтепроявлений в Фергане с местами сочленения складок различных направлений и, наконец, доказать соединение третичных и меловых бассейнов Гиссара, Алая, Ферганы и Тарима.

К сожалению, в настоящем очерке не представляется возможным остановиться, хотя бы кратко, на всех вопросах, затрагиваемых в монографии, поэтому мы отсылаем интересующихся к кандидатской работе Л. А. Вайнера «И. В. Мушкетов и его роль в познании геологии Средней Азии» (1951).

Мы вынуждены ограничиться лишь кратким рассмотрением трактовки И. В. Мушкетова основных вопросов геологии интересующей нас Ферганской депрессии.

Представляя себе Фергану как залив или рукав обширного Туранского бассейна, заполненный юрскими, меловыми, третичными и послетретичными образованиями, И. В. Мушкетов обращает внимание на ее концентрическое строение, выражающееся в последовательной смене палеозойских, юрских, меловых, третичных и послетретичных пород по мере движения от горных обрамлений долины к ее центру. Согласованно с этим, по мнению данного исследователя, происходит ослабление интенсивности складчатости.

Основой тектонического плана Ферганской депрессии является наличие двух главных направлений дислокации, переходящих одна в другую, но не пересекающихся между собой, как это предполагали для Тянь-Шаня в целом Гумбольдт, Рихтгофен и др.

Одна система поднятий, имеющая СВ—ЮЗ простирание, названа им Алайской и является более древней (палеозойской) по отношению к другой, Ферганской системе, характеризующейся СЗ—ЮВ простиранием и наиболее сильно проявившейся в третичное и четвертичное время. Северо-западная и юго-восточная части Ферганской депрессии своим сложным строением обязаны переходу в этих местах поднятий одной системы в другую.

К местам перехода поднятий, как правило, приурочены обильные нефтепроявления в меловых (палеогеновых. — А. Г.) отложениях.

Послепалеогеновые конгломераты Ферганы И. В. Мушкетов подразделяет на нижние (третичные) и верхние (четвертичные). В периферических частях долины между ними обычно наблюдается угловое несогласие, которое постепенно исчезает по мере приближения к ее центру. В связи с этим, угловое несогласие не может служить критерием для их расчленения; более надежным диагностическим признаком он считает наличие гранитной гальки в четвертичных конгломератах.

В отношении генезиса ферганского лёсса И. В. Мушкетов принимает два способа его образования: эоловый для неслоистых разностей и водный для слоистого лёсса, чередующегося с конгломератами и галечниками. Он полагает, что для одних и тех же мест слоистый лёсс древнее, чем неслоистый.

Весьма интересны высказывания автора «Туркестана» по некоторым частным вопросам. Так, например, сложную тектонику гряды Акбель — Акчоп в северо-западной Фергане, сложенной верхнетретичными соленосно-гипсоносными отложениями, он объясняет процессами гидратации ангидрита и перехода его в гипс, как известно, сопровождающегося увеличением первоначального объема ангидрита.

В 1878 г. одновременно с И. В. Мушкетовым Фергану посетил акад. А. Ф. Миддендорф, занимавшийся главным образом изучением новейших образований данной области. Несмотря на сравнительно небольшие сроки полевых работ (2½ месяца), этому, известному к тому времени исследователю Сибири, удалось произвести и в Фергане ряд весьма ценных наблюдений, результаты которых им были опубликованы в 1882 г.

При описании рельефа Ферганы А. Ф. Миддендорф впервые упоминает о трех концентрических увалах, названных им кулисами, как бы опо-

ясывающих долину с юга, востока и севера. Первая (внутренняя) кулиса сложена лёссом, вторая (промежуточная) — конгломератами и, наконец, третья (периферическая) — кристаллическими породами.

Однако главная заслуга А. Ф. Миддендорфа состоит в том, что он первым обратил внимание на весьма широкое распространение лёссовых почв в Ферганской долине и подчеркнул их чрезвычайно большое плодородие.

По генетическому признаку им были выделены первичный лёсс, приближающийся по условиям своего образования к субаэральному китайскому лёссу, и вторичный —, вероятно, намывного происхождения; нередко слои этих двух разновидностей лёсса перемежаются между собой.

В 1890 г. К. И. Богданович, описывая окаменелости из Закаспийского края, где он работал с 1886 по 1888 гг., приходит к заключению, что некоторые особенности Gryphaea, встречающихся в верховьях Гюргена, по сравнению с ферганскими видами, установленными Г. Д. Романовским, обусловлены исключительно несколько иными условиями их обитания (1890). В связи с этим ферганские и гюргенские Gryphaea он рассматривает как вариететы и присваивает последним название — Gryphaea Kaufmannii Roman. var. persica.

В цитированной работе К. И. Богданович неоднократно подчеркивает, что слои Gryphaea Kaufmannii Rom. залегают непосредственно под нуммулитовым горизонтом, несомненно третичного возраста. Естественно, что подобные стратиграфические соотношения между слоями с Gryphaea Kaufmannii Rom. и нуммулитовым горизонтом уже тогда служили серьезным доводом в пользу пересмотра возраста ферганского яруса в сторону его «омоложения».

Хотя сам автор «ферганского яруса» Г. Д. Романовский, к сожалению, не придал должного значения наблюдениям К. И. Богдановича, однако уже И. В. Мушкетов в 1891 г., в свете изложенного, вынужден был признать, что «ниже этих нуммулитовых слоев в серовато-белом рухляке г. Богданович встретил Gryphaea Kaufmannii Roman. с приросшими нуммулитами. Факт интересный в том отношении, что указывает на принадлежность некоторых ферганских пластов с грифеями к эоцену» (1891, стр. 405).

Таким образом, верхнемеловой возраст ферганского яруса, на чем продолжал настаивать Г. Д. Романовский, был взят под сомнение.

Начиная, примерно, с 1880 г. и до конца рассматриваемого периода, т. е. до 1900 г., в геологических исследованиях Ферганы наблюдается некоторое затишье. Немногочисленные работы этого времени сосредоточиваются, главным образом, на изучении месторождений отдельных полезных ископаемых, в частности, нефти и каменной соли.

Так, А. П. Михайлов летом 1892 г. проводит исследование с целью выяснения условий залегания и запасов каменной соли в Самгаре и Бардынкульском ущелье (Северо-западная Фергана) и приходит к выводу, что наиболее целесообразным явится разработка не коренных месторождений каменной соли, а самосадочной соли Камыш-Кургана и Ходжа-Яганы (1895$_3$).

В публикациях того же автора за 1895 г. изложены результаты осмотра им нефтяных источников Ферганской долины (1895$_2$). В этих сообщениях, наряду с данными о разведочных работах на нефть в Майлисае и Чангырташе, приведена сравнительная оценка производительности различных горизонтов ферганского яруса. А. П. Михайлов совершенно правильно предполагает, что наиболее обещающими в этом отношении являются нижние известняковые горизонты ферганского яруса. Ему же принадлежит справедливое указание о том, что по образцам нефти, отобранным

из поверхностных выработок (шурфы, канавы и т. д.), нельзя составить себе правильного представления о качестве нефтей на глубине.

В 1896 г. Камышкурганский соленосный район посещает Г. Леонов, который, наряду с гипсом и каменной солью, отмечает присутствие здесь глауберовой и магниевых солей (1897).

Заслуживает упоминания предложенная Г. Леоновым генетическая классификация соляных месторождений Туркестана.

Интересны его высказывания об условиях залегания нефти в Фергане, месторождения которой он осмотрел в 1897 г. Считая отложения ферганского яруса и вышележащие третичные породы не нефтеносными, Г. Леонов пишет, что «они только прикрывают нижележащие породы, залегающие на значительной глубине, которые, может быть, и заключают в себе очень обильные скопления нефти» (1898).

Таким образом, здесь мы впервые встречаемся с идеей о вертикальной миграции нефти в месторождениях Ферганской долины.

Летом 1896 г. В. Бер совместно с Н. Романовым посетил Фергану и произвел геологические наблюдения в быв. Маргеланском и Андижанском уездах (1899); при обработке собранного палеонтологического материала Г. Д. Романовский в коллекциях по Текебелю (Восточная Фергана) определил Ostrea hemiglobosa Rom. и O. multicostata. В 35 *км* к югу от Маргелана, в окрестностях селения Уч-Курган, В. Беру удалось обнаружить реальгар, а также уголь, по заключению И. В. Мушкетова, юрского возраста.

Экскурсией В. Бера, по существу, заканчивается геологическое изучение Ферганы во вторую половину XIX столетия.

К каким же выводам приводит нас обзор исследований этого периода?

Во-первых, начиная с 1865 г., наряду с продолжением изучения равнин Туркестана, путешественники (геологи и горняки) все чаще и чаще обращаются к его высокогорной части, Тянь-Шаню, включая сюда и Ферганскую депрессию с ее обрамлениями.

Во-вторых, несмотря на все еще продолжающуюся эпизодичность работ данного периода, именно в это время, благодаря исследованиям главным образом И. В. Мушкетова, Г. Д. Романовского и А. Ф. Миддендорфа, были заложены основы наших представлений по геологии Ферганской депрессии.

ИССЛЕДОВАНИЕ ФЕРГАНЫ с 1900 по 1921 гг.

В 1902 г. В. Н. Вебер предпринимает поездку в Фергану с целью поисков месторождений каменного угля и попутного осмотра ее нефтяных источников (1903). В согласии с прежними выводами И. В. Мушкетова, он констатирует затухание складчатости от периферии к центру долины, а также прерывистый характер обнажений юрских свит, вследствие чего местами меловые отложения налегают непосредственно на палеозойские образования.

Как вполне самостоятельную геоморфологическую единицу В. Н. Вебер выделяет в Южной Фергане так называемую впадину 40-й параллели, выполненную мезо-кайнозойскими образованиями.

В 1904 г. этот исследователь совместно с М. М. Бронниковым проводит геологическую съемку (в масштабе 20 верст в дюйме) предгорий Западного Тянь-Шаня, от г. Туркестана на севере до Нурек-Ата включительно на юге (1905).

В 1902 г. К. Харичков (1902), а затем А. В. Рагозин (1904) публикуют результаты своих исследований: первый — ляканской (камышбашинской. — *Г. А.*), а второй — чимионской нефти.

Уже тогда К. Харичков совершенно правильно обратил внимание на высокое содержание серы (0,57%) в нефти Камышбаши. А. В. Рагозин, устанавливая близость по своему составу нефтей Камышбаши и Чимиона, не считая отсутствия в последней серы, отмечает отличие ферганских нефтей от бакинских. Исходя из качественной характеристики южноферганских нефтей, А. В. Рагозин благоприятно отзывается о перспективах этого района. Так, в частности, он пишет, что «...судя по этим двум образцам — нефтям Ляканской и Чимионской, нефть Ферганской области содержит много ценных продуктов и ей предстоит серьезное будущее».

В связи с Андижанским землетрясением 3/16 декабря 1902 г. появляется заметка С. А. Мелик-Саркисяна, в которой автор сообщает что уровень нефти в скважине инженера Ковалевского (на Чимионе. — *А. Г.*) после землетрясения в течение 3 декабря повысился на 20 саженей (1903). Объяснение этому он находит в мало обоснованном предположении, что землетрясение вызвало образование в недрах земли трещин, вследствие чего усилился приток нефти в скважину. Больший интерес представляют фотографии, приложенные к заметке, на которых отчетливо видны трещины шириной 8—10 *см*, образовавшиеся в адырах окрестностей г. Андижана в результате землетрясения 3/16 декабря.

А. П. Павлов, посетив весной 1901 г. Туркестан, приходит к выводу о субаквальном происхождении лёссов Колет-Дага, Голодной степи, Самарканда, Ангрена и других районов (1903). Временным потокам, выносящим из горных долин минеральный материал и отлагающим его на равнине, он придает решающую роль в формировании туркестанского лёсса. Поэтому, в отличие от лёсса Европейской России, делювиальный генезис которого был доказан еще в 1883 г. проф. Армашевским, А. П. Павлов включает лёссы Туркестана в особую генетическую группу континентальных отложений, названную им пролювием. А. П. Павлов совершенно справедливо подчеркивает, что для правильного понимания генезиса лёсса последний следует рассматривать не только как породу, но и главным образом как геологическое целое, как лёссовую формацию данной области. В наше время это указание на необходимость формационного подхода к изучению лёсса остается в силе и в отношении других осадочных образований.

В «Известиях» Геологического комитета за 1907 г. появляется сообщение Д. В. Голубятникова о его поездке весною 1906 г. в Фергану с целью изучения месторождения нефти Майлисая, расположенного к северу от г. Наманган. В работе этого геолога мы впервые встречаемся с более или менее детальным описанием третичных отложений Майлисая, расчлененных на ряд свит, в большинстве своем охарактеризованных фауной.

Д. В. Голубятников вполне определенно высказывается в пользу нижнетретичного возраста нефтеносных горизонтов Ферганы. Последние, по его мнению, являются нефтеносными лишь в первых к долине складках, в то время как ближе к горам признаки нефти исчезают. Больше того, он полагает, что даже в пределах этих первых складок отложения ферганского яруса нефтеносны не повсеместно, а лишь в местах, где складчатость осложнена сбросами (Майлису, Чангырташ) или взбросами (Майлисай).

Таким образом, взгляды этого исследователя о тесной зависимости между скоплениями нефти в Фергане и развитием дизъюнктивных дисло-

каций весьма близки к представлениям его предшественников — И. В. Мушкетова, Г. Леонова и др.

Близкие к этому высказывания мы находим у В. Д. Соколова, посетившего в 1905 и 1907 гг. юнжноферганские месторождения нефти и отметившего важность сбросов, в частности широтных, по которым как бы по фитилю нефть поднимается кверху в пористые известняки ферганского яруса (1908).

Обрабатывая флористические сборы В. Н. Вебера по Фергане и Сыр-Дарьинской области, А. Ч. Съюорд приходит к заключению (1907) о среднеюрском возрасте угленосных отложений Туркестана, беря под сомнение выводы Г. Д. Романовского о их рэт-лейасовом возрасте, изложенные им в первом выпуске «Материалов для геологии Туркестанского края».

К числу особенностей Туркестанской флоры Съюорд причисляет подавляющее преобладание папоротников над голосемянными, хвойными и саговиками.

Для выяснения причин повышения уровня вод в озерах и многоводия рек, наблюдавшихся в начале 900-х годов, Л. Берг летом 1906 г. предпринимает поездку на ледник им. Шуровского и на другие близлежащие ледники в верховьях Исфары и Соха, часть из которых была открыта им впервые (1907). Нет необходимости подчеркивать, что в условиях искусственного орошения посевных площадей Средней Азии вопрос о динамике ледников и влиянии их на режим рек имел наряду с теоретическим интересом и большую практическую значимость.

Наблюдения Л. Берга над ледником им. Шуровского и другими позволили ему прийти к заключению, что «...о прогрессивном убывании ледников за последние 35 лет не может быть и речи. На этом леднике (им. Шуровского. *А. Г.*), как и на других существуют лишь ничтожные колебания вперед и назад» (1907, стр. 19).

В период с 1908 по 1910 г. появляются в свет публикации А. Фааса и Д. В. Соколова, посвященные стратиграфии и описанию фауны меловых и третичных отложений Ферганы. Наиболее важной из них явилась статья Д. В. Соколова, «К вопросу о ферганском ярусе», в которой автор доказывает необходимость пересмотра установленного Г. Д. Романовским (1910) возраста ферганского яруса.

Указывая, что в пользу эоценового возраста ферганского яруса определенно высказывается в 1894 г. E. Suess (1894, цитировано по Д. В. Соколову, 1910) и в 1902 г. H. Douvillé (1902, цитировано по Д. В. Соколову, 1910), Д. В. Соколов считает, что можно «...с достаточной определенностью отнести весь ферганский ярус, охарактеризованный пока лишь оригинальными устричными раковинами, к осадкам третичной системы и параллелизовать один из горизонтов его среднего отдела, замечательный развитием в нем типичной Gryphaea Esterhazyi Pav., принадлежащей к среднему эоцену нижнею частью грубого Парижского известняка» (1910, стр. 851).

Работа Д. В. Соколова оказала большое влияние на последующих исследователей, занимавшихся вопросами стратиграфии третичных отложений Ферганы. Определенно установив в 1909 г. третичный возраст ферганского яруса, Д. В. Соколов, однако, вскоре приходит к ошибочному мнению об отсутствии в Фергане не только палеоцена, но, по-видимому, и нижнего эоцена и, следовательно, о наличии между мелом и палеогеном большого перерыва (1912).

А. Фаас обработал сборы морских ежей из Кызылярского (Сузакского) и Муянского разрезов и пришел к выводу о нижнесенонском (коньяк-сантон) возрасте слоев, содержащих в Восточной Фергане морских ежей (1908).

В 1910 г. И. Преображенский посещает ледники Туркестанского хребта (1911); в это время изучается также группа ледников Уч-сеид в южной части Ферганского хребта (Д. Мушкетов, 1912).

Д. С. Белянкиным описаны щелочные породы из моренных отложений ледника Райгородского, среди которых указывается на роговообманковый миаскит, эгириново-авгитовый сиенит и метаморфический конкринитовый сиенит (1910).

В период с 1909 по 1914 г. геологи и почвоведы вновь возвращаются к вопросу генезиса лёсса Средней Азии.

В. А. Обручев в публикации 1911 г., посвященной защите эоловой гипотезы происхождения лёсса, подчеркивает необходимость четкого разграничения, с одной стороны, условий формирования лёссовой пыли, с другой — места и способов ее отложения и превращения в толщи лёсса. Считая, что лёссовая пыль в подавляющем большинстве случаев является продуктом выветривания и развевания горных пород пустынных областей, В. А. Обручев, однако, допускает, что место и способы накопления этой пыли могут быть различными, в зависимости от климата, рельефа, растительного покрова, гидрографии и других факторов. Так, наряду с лёссами, в образовании которых ветер играет первенствующую роль, он признает и существование лёссов, отложившихся при значительном участии воды.

Поддерживая эоловую гипотезу Рихтгофена, В. А. Обручев, вместе с тем, вносит в нее и соответствующие коррективы, принимая, что лёссовая пыль обычно не местного происхождения, а принесена в область формирования лёсса издалека и, таким образом, по отношению к ней является экзотической.

К. Д. Глинка, изучая лёссы Сыр-Дарьинской и Семиреченской областей, находит возможным приложить к ним все выводы, сделанные в свое время А. Ф. Миддендорфом в части генезиса лёссов Ферганской долины (1909). По поводу времени образования лёссов Туркестана К. Д. Глинка пишет: «Мы полагаем, однако, что независимо от того, признавать ли за Туркестанским лёссом эоловое, делювиальное или пролювиальное происхождение, следует считать, что процесс образования лёсса в Туркестане уже закончен, и, что, следовательно, признавая эоловую теорию, можно говорить об эоловом лёссе, но не об эолово-лёссовых породах» (1909, стр. 264).

С. С. Неуструев, обследуя почвы быв. Андижанского уезда, отмечает тесную связь, существующую между лёссом и переслаивающимися с ним конгломератами и галечниками, что приводит его к заключению о аллювиально-пролювиальном происхождении лёсса Восточной Ферганы (1912).

Примерно к такому же выводу об аллювиально-делювиальном образовании лёсса Туркестана приходит и И. А. Преображенский, посетивший в 1913 г. Зеравшанскую долину и быв. Китабское бекство (1914).

Группа геологов и горных инженеров Геологического комитета — Ф. Чернышев, М. Бронников и другие в 1910 г. опубликовала результаты своих исследований Восточной Ферганы, предпринятых в 1903 г. в связи с Андижанским землетрясением 3/16 декабря 1902 г.

Авторы «Андижанского землетрясения» впервые детально описали разрез третичных и меловых отложений у кишлака Сузак, известный в литературе под названием Кызылярского. Благодаря своей стратиграфической полноте и прекрасной обнаженности Кызылярский разрез справедливо считается классическим для Восточной Ферганы.

Сверху вниз среди третичных отложений, общей мощностью приблизительно 280 *м*, ими выделены песчано-конгломератовая пачка, глинисто-

мергельная толща, покрывающая известняки ферганского яруса, и, наконец, первая гипсоносная толща, в отдельных известково-мергелистых прослоях которой встречаются остатки Ostrea hemiglobosa Rom.

Меловые образования, достигающие суммарной мощности 600 *м*, подразделены на радиолитовый горизонт, глинисто-известняковую толщу, вторую гипсоносную свиту, песчаники, перекрывающие устричную толщу, и собственно устричную толщу. Последнюю, на основании строгой приуроченности остатков аммонитов исключительно к ее низам, они расчленяют на верхние и нижние слои устричной толщи.

Рассматривая возрастные соотношения выделенных пачек, авторы «Андижанского землетрясения» более или менее определенно высказываются лишь в отношении некоторых из них. Так, экзогировые слои датируются ими как нижний сенон, радиолитовый горизонт—как самые верхи мела, а ферганский ярус—как эоцен.

Хотя в работе и нет категорического утверждения о наличии в Кызылярском разрезе сеномана, однако, исходя из присутствия здесь некоторых устричных форм, такая возможность допускается.

Наименее ясным в трактовке авторов остается вопрос о возрасте первой гипсоносной толщи, разделяющей ферганский ярус и радиолитовый горизонт.

С 1909 г. Геологический комитет начинает в Фергане общую 10-верстную геологическую съемку, а затем с 1910 г. Горный департамент проводит более детальное картирование нефтеносных площадей в полуверстном масштабе.

10-верстное картирование Южной Ферганы было поручено В. Н. Веберу, предпринявшему с этой целью в 1909 и 1910 гг. поездку в Фергану.

Помимо описания палеозойских отложений в бассейнах рек Исфайрам, Шахимардан, Сох и Исфара, В. Н. Вебер в опубликованном отчете приводит разрезы меловых и третичных пород, записанные им у Кана и Муяна (1910).

Изучая современные и более древние «сухие дельты» Южной Ферганы, В. Н. Вебер выявляет миграцию их во времени от периферии к центру депрессии, а также опускание последней под все увеличивающейся нагрузкой обломочных пород «сухих дельт».

Одновременно с геологической съемкой Западной Ферганы картируется Юго-восточная и Восточная Фергана (Д. Мушкетов, 1911).

Более важными в нефтяном плане явились исследования К. П. Калицкого, составившего в 1912 г. сводный разрез и геологическую карту Майлисайского месторождения масштаба 1:8400 (1913), давшего описание всех известных к 1914 г. нефтеносных площадей Ферганы (1914), а в последующие годы опубликовавшего полуверстные геологические карты с пояснительным текстом к ним месторождений Риштан (1915$_1$), Шорсу и Камышбаши (1915$_2$) и Сельрохо (1913).

Руководствуясь главным образом петрографическими особенностями меловых и третичных пород Ферганы, К. П. Калицкий в последних выделил снизу вверх ряд опорных горизонтов, обозначенных им буквами латинского алфавита от «а» до «s» включительно. Введение подобной номенклатуры на первых порах, когда еще отсутствовала сколько-нибудь подробная и обоснованная биостратиграфическая шкала меловых и третичных отложений Ферганы, создавало известные удобства при корреляции разрезов, и поэтому ею охотно пользовались нефтепромысловые специалисты.

Если полуверстные геологические карты, составленные в этот период К. П. Калицким, могут служить примером достаточно тщательно выпол-

ненных детальных съемок и, как таковые, являются почти безукоризненными, то этого нельзя сказать в отношении теоретических представлений автора по вопросам нефтеносности Ферганы, с которыми мы встречаемся в его цитированных работах.

Так, например, почти повсеместно наблюдая строгую стратиграфическую приуроченность признаков нефти в естественных обнажениях и в глубоких скважинах к отложениям ферганского яруса, К. П. Калицкий пришел к ошибочному заключению о том, что в Фергане скопления нефти могут иметь место только в пределах названного яруса. Наиболее четко эта мысль сформулирована им в статье «Майлисай», в которой он, пытаясь аргументировать отсутствие перспектив для поисков нефти в отложениях, подстилающих ферганский ярус, пишет: «Причина заключается в том, что для нефтяных месторождений Ферганской области, на основании многочисленных наблюдений, установлено, что нефть встречается всегда в одних и тех же своеобразных отложениях, известных под названием ферганского яруса. Ниже ферганского яруса нефть не встречается. Это правило не знает исключений для Ферганской области и подтверждено теми глубокими скважинами, которые, прорезав слои ферганского яруса, углубились в нижележащие отложения и, пройдя их на значительную глубину, констатировали полное отсутствие нефти» (1913, стр. 317—318).

К. П. Калицкий настолько был уверен в безукоризненности своих представлений о стратиграфическом диапазоне нефтяных скоплений Ферганы, что всякие иные факты нахождения нефти ниже ферганского яруса, описанные им самим, в частности, для гипсоносной свиты Текебеля (Восточная Фергана), рассматривал не больше, как геологический курьез или, как он пишет, «странность» (1914).

В данном обзоре не представляется возможности подвергать подробному разбору теоретические позиции К. П. Калицкого, поэтому мы ограничимся лишь указанием на несостоятельность его утверждения о том, что многие глубокие скважины, вскрывшие на значительную мощность отложения, подстилающие ферганский ярус, нефти не обнаружили.

Дело в том, что к моменту опубликования статьи «Майлисай», т. е. к 1913 г., такие глубокие скважины в Фергане насчитывались буквально единицами и были расположены только на двух площадях — в Майлисае и Сельрохо (ныне промысел им. КИМ). Больше того, забои этих скважин углублялись ниже подошвы ферганского яруса максимум на 50—100 *м*, чего, конечно, совершенно недостаточно для оценки нефтяных возможностей всего мелового комплекса, мощность которого во многих районах Ферганы достигает 500 *м* и более.

Поэтому нет ничего удивительного в том, что первые же серьезные практические шаги, предпринятые советской нефтяной промышленностью по разведке глубоких горизонтов, обнаружили скопления нефти и естественного газа в палеоценовых и меловых отложениях Ферганы и, таким образом, с предельной убедительностью доказали порочность теоретических прогнозов К. П. Калицкого.

В период с 1913 по 1917 гг. появляется серия публикаций, посвященная описанию полезных ископаемых Ферганы; наиболее крупной из них является сводка В. Н. Вебера, представляющая кадастровый обзор всех известных к 1913 г. полезных ископаемых Туркестана, в том числе и Ферганской долины (1913).

Сведения, касающиеся нефтяных месторождений Ферганы, носят компилятивный характер и ничего существенного не прибавляют к тому, что было известно из предшествовавших работ. Интересно лишь отрицание В. Н. Вебером возможности вертикальной миграции нефти в Фергане, ко-

торая, как уже отмечалось, допускалась Г. Леоновым, Д. В. Голубятниковым, В. Д. Соколовым и др.

Я. В. Самойлов в результате исследования каменного материала, собранного в Фергане авторами «Андижанского землетрясения», К. П. Калицким, В. Н. Вебером, а также сборов других геологов по смежным областям Средней Азии, приходит к ряду любопытных заключений о целестиновых и фосфатовых скоплениях Туркестана (1913$_{1, 2}$).

Основываясь на данных, полученных при изучении целестинов Сельрохо, Сузака, Камышбаши, Ширабада и низовьев Аму-Дарьи, он приходит к выводу, что утверждение Брейтгаупта о порядке выделения компонентов в ассоциации кальцит — целестин, согласно которому вначале выпадает кальцит, а затем целестин, в ряде случаев не подтверждается. Так, например, в образцах из месторождения Сузак Я. В. Самойлов наблюдал взаимное прорастание кальцита и целестина, а в образцах из Ширабада даже нарастание кристаллов кальцита на целестине.

Подчеркивая стратиграфическую приуроченность большинства скоплений целестина в Туркестане к верхнемеловым отложениям, он высказывается в пользу биолитного происхождения в них стронция.

В отношении промышленной значимости фосфоритов горизонта „р" (по номенклатуре К. П. Калицкого) Я. В. Самойлов пишет, что „...не может быть и речи о фосфоритах, как о полезном ископаемом" (1913$_2$). Поисково-разведочные работы последующих лет подтвердили правильность такой отрицательной оценки фосфоритов Ферганы.

В 1917 г. И. А. Преображенский опубликовал результаты своей поездки по целестиновым месторождениям Ферганы—Лякану, Джидабулаку (Шурабский район) и Сельрохо. В Ляканском месторождении, наиболее крупном из перечисленных, им была подмечена ясно выступающая связь целестина с гипсом, а также нередко сильная доломитизация известняков, содержащих гнезда целестина.

Описанию месторождения самородной меди в Наукате посвящена статья К. И. Богдановича и В. Н. Вебера, в которой авторы приходят к выводу, что Наукатское месторождение меди осадочного происхождения, а рудное вещество не сингенетично вмещающим его песчаникам (1917).

Из работ рассматриваемого периода большое значение для познания геологии Средней Азии имели палеонтолого-стратиграфические исследования А. Д. Архангельского по верхнемеловым и З. Ф. Гориздро — по третичным отложениям Туркестана.

А. Д. Архангельский, обработав обширную коллекцию фауны из сборов Л. С. Берга по берегам и островам Аральского моря, М. В. Баярунаса, Н. Н. Тихоновича и других по Эмбе и Сагизу, Н. И. Андрусова и А. Д. Нацкого по Мангышлаку и Копет-Дагу, В. Н. Вебера, К. П. Калицкого и других из горной Бухары и Ферганы и личные сборы в низовьях Аму-Дарьи и сопоставив ее с верхнемеловой фауной средней части Европейской России, пришел к выводу о существенном различии сеноманской и особенно туронской фаун Туркестана и Европейской России (1915).

Он указывает, что среди однообразной фауны сеномана и турона Средней России главная роль принадлежит устрицам группы Exogyra conica Sow. и нескольким видам Pecten, Terebratula и Rhynchonella; гастроподы и цефалоподы встречаются редко.

Верхний мел Туркестана, наоборот, характеризуется наличием Placenticeras, количество которых заметно возрастает от Урала и Мангышлака к Копет-Дагу и далее к Бухаре и Фергане. А. Д. Архангельский подчеркивает оригинальность фауны турона восточнее

линии Аму-Дарьи, заключающуюся в развитии здесь (в том числе в Фергане и Бухаре. *А. Г.*) своеобразных форм Ostrea и Exogyra как гладких (Ostrea prominula Rom., Exogyra columba Rom.), так и плойчатых (Ostrea flabelliformis var. Sogdiana Rom.).

Эти особенности состава фауны сеномана и главным образом турона позволяют ему говорить о самостоятельной Туркестанской зоогеографической области, простирающейся на северо-западе до Урала и несущей в себе элементы фаун Северо-Африканской, Индийской и даже Северо-Американской зоогеографических областей.

В трудах Геологического комитета за 1916 г. опубликованы работы А. Д. Архангельского по монографическому описанию моллюсков верхнемеловых отложений (1916_2) и истории мелового бассейна Туркестана (1916_1).

Наиболее важной из них, в разбираемом плане, является вторая работа, в которой А. Д. Архангельский, насколько нам известно,— впервые для Средней Азии, разработал схему стратиграфии верхнего мела, исходя из ритмичности процессов осадкообразования (1916_1).

Руководствуясь анализом ритмичности, меловые отложения Ферганы подразделены им на четыре, последовательно сменяющих друг друга осадочных цикла, сложенных каждый внизу трансгрессирующей, а вверху регрессирующей сериями. При этом он значительно уточняет возраст отдельных фаунистически охарактеризованных горизонтов, датируя слои с Exogyra columba как сеноман, слои с Thomasites—турон и радиолитовый горизонт—сантон.

Оставляя открытым вопрос о возрасте слоев с Ostrea hemiglobosa, принимавшихся авторами „Андижанского землетрясения" за верхи мела, А. Д. Архангельский предлагает для них название „сузакский горизонт".

Весьма интересны высказывания А. Д. Архангельского о генезисе нижнемеловых отложений Ферганы, рассматривавшихся до того А. Фаасом как континентальные образования. В связи с этим он пишет: „Такое толкование (А. Фааса. *А. Г.*) пород нижнего мела, особенно в их восточных выходах, представляется довольно вероятным. Я не могу, однако, не отметить, что по общей схеме своего строения, которую мы только что изложили, свита эта поразительно напоминает следующие, несомненно морские. Обстоятельство это, мне кажется, должно быть принято во внимание при дальнейшем изучении вопроса" (1916_1).

Исследования последних лет вполне оправдали осторожность, проявленную А. Д. Архангельским в вопросе отнесения всех нижнемеловых отложений Ферганы к континентальным формациям.

На основании тщательного изучения третичной фауны окрестностей Ташкента (по Бельдерсаю) З. Ф. Гориздро доказала, что устрицы, описанные Г. Д. Романовским из его ферганского яруса как Gryphaea Kaufmannii, тождественны к венгерским эоценовым видом Gryphaea Esterhazyi Pav. и, следовательно, Д. В. Соколов был совершенно прав, выступая против мелового возраста ферганского яруса (1915).

Стратиграфо-палеонтологическими работами А. Д. Архангельского и З. Ф. Гориздро по существу заканчиваются геологические исследования Ферганы в рассматриваемый период (1900—1921 гг.)

Какие же основные выводы могут быть сделаны из изложенного материала?

Прежде всего, начало периода знаменуется организацией Геологическим комитетом, Горным департаментом и другими ведомствами

систематических исследований Ферганы; южноферганская полоса становится объектом общей 10-верстной геологической съемки, а затем и детального полуверстного картирования ее нефтяных месторождений.

Большое внимание геологами, географами и почвоведами в это время уделяется вопросам происхождения лёсса, положения ледников Средней Азии, в том числе и горных обрамлений Ферганы, и связанному с этим режиму рек и озер данной территории.

В. А. Обручев вносит коррективы в эоловую гипотезу образования лёсса Рихтгофена, а А. П. Павлов, И. А. Преображенский, С. С. Неуструев и другие, опираясь на местный фактический материал, отстаивают, и не без успеха, субаквальный генезис лёсса Средней Азии. Л. С. Берг формулирует свою почвенную гипотезу происхождения лёсса (1922).

Благодаря работам главным образом Л. С. Берга и И. А. Преображенского была доказана несостоятельность предположения о прогрессивном отступании ледников Туркестана; Л. С. Берг констатировал лишь ничтожные колебания во времени их нижней кромки, а И. А. Преображенский в ряде случаев установил даже наступление ледников (им. Райгородского и др.).

Существенные результаты были получены и в области изучения мезо-кайнозойских формаций Ферганы и их полезных ископаемых, хотя при этом обнаруживается некоторая недооценка юрских отложений и центрирование внимания геологов почти исключительно на меловых и третичных комплексах.

Достаточно эффективными оказались палеонтолого-стратиграфические работы. З. Ф. Гориздро и Д. В. Соколов, особенно последний, убедительно показали ошибочность отнесения Г. Д. Романовским ферганского яруса к меловой серии, установили его эоценовый возраст и, тем самым, в известной мере уточнили границу между мелом и палеогеном Средней Азии.

Наиболее капитальные исследования этого периода, несомненно, принадлежат А. Д. Архангельскому, давшему монографическое описание верхнемеловых моллюсков, проанализировавшему фауну сеномана и турона Туркестана и сопоставившему ее с фауной Средней России. Разработанная им схема стратиграфии меловых отложений Туркестана, в частности Ферганы, исходящая из принципов ритмичности процессов осадкообразования, во многих своих частях не утратила своей значимости и в наши дни.

В. Н. Вебер обобщил громадный фактический материал по полезным ископаемым, сведения о которых до того были разбросаны в многочисленных архивных источниках и в опубликованной литературе. В отношении перспективных возможностей ряда полезных ископаемых Туркестана В. Н. Вебер обнаружил мало обоснованный пессимизм.

Из месторождений минерального сырья основное внимание сосредоточивается на нефти. В это время достаточно четко выкристаллизовываются два диаметрально противоположных представления о формировании нефтяных залежей Ферганы. В. Д. Соколов и отчасти Д. В. Голубятников, развивая идеи И. В. Мушкетова и Г. Леонова, высказываются за вертикальную миграцию нефти по дизъюнктивным нарушениям. К. П. Калицкий, наоборот, отрицает вертикальную миграцию и ограничивает стратиграфический диапазон нефтеносности ферганским ярусом, считая, что все нижележащие горизонты нефти не содержат.

Однако в целом рассматриваемый период может быть охарактеризован как период накопления громадного фактического материала, ожидающего своей систематизации и синтеза.

ИССЛЕДОВАНИЕ ФЕРГАНЫ с 1921 по 1938 г.

В истории исследования Ферганы намечается некоторый перерыв с 1920 по 1923 г., обусловленный хозяйственной разрухой, вызванной гражданской войной и политическими контрреволюционными выступлениями белогвардейцев, басмачей и других врагов революции, с которыми пришлось столкнуться Советской власти в Туркестане.

Несмотря на эти трудности, одним из первых шагов молодой советской республики явился декрет Совета Народных Комиссаров об учреждении Туркестанского (ныне Среднеазиатского) государственного университета, подписанный В. И. Лениным 7 сентября 1920 г.

Уже к 1930 г., за сравнительно короткий срок своего существования, Среднеазиатский государственный университет становится подлинной кузницей подготовки местных кадров различных специальностей, в том числе и геологов, без чего, конечно, нельзя было успешно решать вопросы хозяйственного и культурного строительства в республиках Средней Азии.

Геологи, воспитанники Среднеазиатского государственного университета и Геолого-разведочного института, созданного в 1931 г. на базе геологического отделения Университета, постепенно начинают принимать участие, нередко совместно со своими старшими товарищами—работниками центра, в геологическом изучении Средней Азии.

Быстрое восстановление разрушенного хозяйства и нормализация условий полевых работ позволили ликвидировать перерыв в исследованиях Ферганы, хотя на первых порах исследования ограничивались лишь кратковременными поездками.

В 1923 г. К. П. Калицкий описывает геологическое строение Чимионской и Яркутанской нефтеносных площадей и устанавливает полное тождество разреза ферганского яруса Чимионского района с разрезом Риштанского месторождения (1923). Весьма любопытно сообщение К. П. Калицкого об использовании местными жителями зеленой мергелистой глины горизонта „р“ и некоторых подстилающих его слоев в качестве удобрений, — факт, объяснявшийся наличием в этих породах фосфоритов. Однако, как сейчас установлено в Азербайджане и в Фергане, действие подобных глин связано исключительно с присутствием в них адсорбированной нефти.

В сообщении Н. Гейштора отмечается возможность получения из чимионской нефти смазочных масел для двигателей „Дизель“ (1923).

Вопросам переработки и использованию ферганских нефтей посвящена и статья Б. Токманова (1926).

В публикации 1925 г. С. И. Миронов совершенно справедливо подчеркивает, что увеличение добычи нефти в Фергане может быть достигнуто главным образом за счет бурения на новых площадях.

В компилятивном обзоре нефтяных месторождений Ферганы, составленном А. Ф. Притула, интересным является указание на целесообразность использования отходов нефтепереработки для брикетирования бурого угля (1926).

Необходимость повышения нефтедобычи в Фергане заставляет промышленные организации приступить к разведке глубоким бурением

новых площадей, в которых, в отличие от существовавших промыслов Чимион и КИМ, нефтеносные горизонты не были обнажены на дневной поверхности.

С этой целью К. П. Калицкий обследует район Шорсу и рекомендует в качестве первоочередного объекта под разведку так наз. Каттадалинскую антиклиналь (1926). Получение здесь промышленной нефти и газа в первых же разведочных скважинах оправдывают надежды, возлагавшиеся на эту площадь.

В 1926 г. Д. В. Наливкин опубликовал свой „Очерк геологии Туркестана", являющийся первой и безусловно наиболее крупной сводкой по геологии Средней Азии со времени выхода в свет монографии И. В. Мушкетова „Туркестан".

В „Очерках геологии Туркестана" подытожен огромный фактический материал, накопленный в процессе изучения геологии Средней Азии, примерно, с 1886 по 1924 гг., на основании чего дан детальный для того времени анализ палеогеографической обстановки Туркестана, тектонических фаз, проявившихся здесь, и, что особенно важно, произведено разделение складчатых сооружений Средней Азии на северные, центральные и южные дуги, исходя из их структурно-тектонических особенностей.

Таким образом, противопоставление южных и северных хребтов Туркестана, неясно намечавшееся у И. В. Мушкетова, в работе Д. В. Наливкина получает четкую формулировку и дальнейшее развитие.

Трехчленное деление дуг Средней Азии, основанное на различной интенсивности проявления в них каледонской, варисской и альпийской фаз складчатости, оказалось настолько удачным, отвечающим фактическому положению вещей, что авторы всех последующих схем тектонического районирования данной территории, так или иначе, должны были считаться с синтезом Д. В. Наливкина.

В 1925 г. З. Ф. Гориздо-Кульчицкая доказывает ошибочность параллелизации Г. Д. Романовским слоев с Sphenia rostrata Lam., Modiola Jeremejevi Rom., Cardita minutula Rom. и других Приташкентского района со среднеэоценовыми горизонтами Ферганы, содержащими Gryphaea esterhazyi Pav. (1925). Исходя из наблюдаемых в Фергане стратиграфических соотношений, З. Ф. Гориздро-Кульчицкая приходит к совершенно правильному заключению о том, что слои с Sphenia rostrata Lam. залегают ниже горизонта с Gryphaea esterhazyi, и, в свою очередь, подстилаются верхнемеловыми отложениями.

Указывая на устрицы, как на группу, весьма чутко воспринимающую изменения физико-географических условий их обитания, она отмечает, что в глубоких частях морского бассейна устрицы приобретают грифовидный характер, а попадая в мелководную зону, изобилующую течениями, они экзогировидно изгибаются.

К аналогичным выводам, в отношении стратиграфического положения слоев с Sphenia rostrata Lam. Приташкентского района, в 1927 г. приходит и Н. Ф. Безобразова (1927_2).

Однако только в 1929 г. В. С. Солодкевич удалось тщательно изучить фауну нижнепалеогеновых отложений Средней Азии и установить, что формы, описанные Г. Д. Романовским как Sphenia rostrata Lam., представляют собой Corbula Brug. (1929). Благодаря определению Corbula (Cuneocorbula) biangulata Desh., C. (Cuneocorbula) angulata Lam. и нового вида C. (Cuneocorbula) turkestanensis Solod. в слоях Sphenia rostrata Г. Д. Романовского, В. С. Солодкевич считает, что их среднеэоценовый возраст, принимавшийся до сих пор, должен

быть пересмотрен. Он полагает, что слои эти относятся по крайней мере к нижнему эоцену, если даже не к палеоцену.

Более определенно о палеоценовом возрасте горизонтов Северо-восточной Ферганы, содержащих Corbula biangulata Desh., C. angulata Lam. и другие, в том же 1929 г. высказывается Н. Ф. Безобразова (1929). В сводном разрезе осадочных образований северо-восточной части ферганской котловины, составленном Н. Ф. Безобразовой, находит свое правильное положение и сузакский горизонт А. Д. Архангельского с Ostrea hemiglobosa Rom., помещенный между слоями с Corbula и Ostrea multicostata Desh. и датируемый ею как нижний эоцен (1920, 1939).

В публикации 1928 г. Д. В. Наливкин вновь подчеркивает различную палеогеографическую историю выделенных им орографических элементов Средней Азии—южных, центральных и северных дуг (1928_1). Весьма убедительно это показано на примере оледенения Средней Азии, обнаруживающем скольжение во времени по мере передвижения с юга на север. Д. В. Наливкин считает, что оледенение *южных дуг имело место в верхнепалеогеновую эпоху*, центральных — в неогеновую, а северных—в четвертичный период, и, следовательно, для Средней Азии нельзя говорить о единой, одновременной ледниковой эпохе *или связывать последнюю только с четвертичным* временем.

Другим важным моментом в цитируемой работе является указание на необходимость учета, при палеогеографических реконструкциях сильно дислоцированных областей типа Средней Азии, изменения, в результате складчатости, первоначального местоположения осадков реконструируемых эпох и, в связи с этим, внесения соответствующих коррективов при составлении палеогеографических карт.

В очерке „Палеогеография Средней Азии в палеозое" Д. В. Наливкин намечает основные переломные этапы в истории развития среднеазиатской части Тетиса в палеозое и выявляет их особенности (1929).

Так, морские бассейны нижнего палеозоя Средней Азии рассматриваются как часть обширного моря, покрывавшего весь Урал, Киргизскую степь, Среднюю Азию, Алтай и уходившего далеко на восток, юг и запад в пределы Китая и Индокитая, Гималаев и Западной Европы.

Средний палеозой, разделяющий каледонскую и варисскую фазы складчатости, для Средней Азии и Киргизских степей характеризуется в целом как единая эпоха непрерывных и незначительных изменений в очертаниях моря и суши, эпоха незначительной эволюции органического мира.

Исходя из тождества фаций среднего палеозоя Киргизских степей и Средней Азии, Д. В. Наливкин принимает их за отложения единого бассейна, названного им. „Киргизским морем", в истории которого он выделяет древнюю и юную эпохи. Первая из них отличается значительным развитием суши, особенно в северных дугах (нижний девон), вторая—господством моря.

Киргизское море среднего палеозоя является частью большой ангарской геосинклинали. Последняя представляется Д. В. Наливкину не в виде открытого безбрежного моря, вроде Атлантического, как это ошибочно допускали в то время многие исследователи, а в виде обширного мелководного бассейна, среди которого возвышается бесчисленное количество островов, напоминающих современный Индомалайский архипелаг.

Значительные успехи достигнуты и в области изучения палеозойских образований Ферганы, до 20-х годов текущего столетия принимавшихся за девон. Переопределения фауны „девона", произведенные Д. В. Наливкиным и В. Н. Вебером, установившими среди них верхнесилурийские и переходные между силуром и девоном формы (1928_2), а также находки С. И. Комишана и П. А. Грюше у Бельурюка среднекембрийской фауны (1928) не оставляли уже сомнения в том, что „палеозой" Ферганы представлен не только девоном, но и кембрием, силуром и нижним карбоном.

В визейский век отчетливо выступают дифференциальные движения в области „Киргизского моря". Если участки суши в северных и центральных дугах в это время испытывают новое опускание, то территория Киргизской степи, наоборот, поднимается, вследствие нарастания Ангарского материка к югу.

Существенные изменения в палеогеографической обстановке Средней Азии наступают в верхнем палеозое, отложения которого обычно несогласно залегают на более древних свитах. Изменения эти были вызваны, с одной стороны, все дальше распространяющимся на юг поднятием Ангарского материка, —с другой—варисскими складчатыми процессами в центральных и, отчасти, северных дугах. Море постепенно отступает все дальше на юг и в пермский период почти полностью освобождает центральные дуги. Большая часть Средней Азии и вся Киргизская степь образуют верхнепалеозойскую сушу, представляющую собой юго-западную оконечность Ангарского материка, имевшего жаркий и сырой тропический климат.

В целом, верхний палеозой—это эпоха борьбы моря и суши, протекавшей во времени все с большим успехом для суши.

Таковы основные выводы, к которым приходит Д. В. Наливкин в рассматриваемой работе.

Анализу проявления складчатых фаз в Средней Азии посвящена другая статья Д. В. Наливкина, опубликованная также в 1930 г. В ней автор намечает шесть складчатых фаз, в том числе и самостоятельную внутримезозойскую—киммерийскую фазу, вызвавшую несогласия в горизонтах древнее нижнего мела.

Заслуживает упоминания классификация типов движения, в которой Д. В. Наливкин, помимо эпейрогенических и складчатых движений, выделяет еще пульсации, понимая под этим сравнительно быстрые поднятия или опускания небольших участков земной коры, вызывающие лишь резкие изменения фаций при сохраняющемся между ними согласном залегании.

В качестве классических примеров пульсаций им приводятся каменноугольные пульсации Донецкого бассейна, девоно-турнейские—Киргизских степей и мело-палеогеновые—в Фергане.

Наряду с обобщающими работами в период с 1927 по 1932 г. появляется ряд сообщений о результатах изучения полезных ископаемых Ферганской долины, главным образом ее соляных и нефтяных месторождений.

И. И. Горский и В. Н. Огнев проводят детальное геологическое картирование в масштабе 1:25 000 Нарынского угленосного района (1930). Исходя из литологических особенностей юрских отложений заснятой площади, они приходят к выводу о их континентальном (озерно-болотном) генезисе.

О. Ф. Нейман-Пермякова детально описывает верхнетретичные отложения гряды Акбель и Акчоп, достигающие общей мощности 750—1000 *м*, расчленяя их снизу вверх на свиты от „a" до „f" вклю-

чительно (1929). При этом ею в разрезе отмечаются пласты гипса и ангидрита мощностью 10 и даже 30 *м* каждый (1929, стр. 45).

Во время своих гидрогеологических исследований Северо-западной Ферганы Самгарский район посетил и С. О. Колов, очерк которого, однако, не вносит ничего существенно нового к имевшимся до этого представлениям по геологии района (1927).

В. И. Фоменко, изучавший нефти месторождений Южной Ферганы, приходит к выводу об отсутствии строгой последовательности в изменении удельного веса и перегонных качеств нефтей с глубиной их залегания (1929).

В статье „Шорсу" К. П. Калицкий подводит итоги разведочного бурения на этой площади, проведенного с 1926 по 1930 гг., приводит краткое описание ее разреза и, наконец, излагает свои соображения о перспективах района, необоснованно возлагая надежду на так называемую третью Шорсинскую антиклиналь, наличие которой впоследствии бурением не подтвердилось (1930_2).

В сентябре 1928 г., в докладе на III Всесоюзном геологическом съезде в Ташкенте, К. П. Калицкий, касаясь общих перспективных возможностей нефтяной промышленности Узбекистана, рисует весьма пессимистически ее будущее (1930_1). В упомянутом докладе он говорит: „Начнем с разрушения мифа о неограниченном количестве нефтеносных площадей в Узбекистане. Хотя они еще не все выявлены, но заранее можно сказать, что число их, к сожалению, окажется ограниченным. Новые промысловые площади могут быть обнаружены в промежутках между уже существующими, и тогда площади, кажущиеся сейчас обособленными, сольются в более или менее обширные районы. Таких районов намечается сейчас четыре: 1) Шорсу-Санто, 2) Чимион—Ришстан—Капчагай, 3) Ташрават и 4) Западная часть Ришстана. Для первого района Шорсу—Санто имеется, пожалуй, больше всего данных, указывающих на возможность слияния в будущем Шорсу и Санто в одну общую промысловую площадь". И далее: „Нефтяная промышленность Узбекистана имеет возможность расшириться по горизонтальному направлению. Зато в отношении увеличения нефтяных ресурсов по вертикали дело обстоит слабо. Нефтяные месторождения Узбекистана должны быть отнесены к числу бедных".

Мы позволили себе привести эти пространные цитаты для того, чтобы показать насколько в 1928 г. К. П. Калицкий, признанный в то время знаток нефтяных месторождений Ферганы, был далек от истины в части оценки нефтеносных земель Узбекистана. Здесь мы вновь встречаемся с знакомой уже нам концепцией этого исследователя об ограниченности стратиграфического диапазона нефтеносности Ферганы слоями эоцена и бедности ее нефтяных месторождений.

Успешная практика буровых работ последующих лет, как отмечалось, полностью опровергла утверждения К. П. Калицкого.

С А. Ковалевский в обзоре нефтяных площадей „Средазнефти" развивает мысль, основываясь главным образом на примере Майлисая, об уменьшении удельного веса ферганских нефтей по мере увеличения стратиграфических глубин залегания продуктивных горизонтов (1931).

В отличие от К. П. Калицкого, С. А. Ковалевский, допуская широкую вертикальную миграцию нефти, положительно расценивает перспективы меловых отложений Ферганской депрессии.

Последней в серии статей, посвященных нефтяным месторождениям, является описание в 1932 г. К. П. Калицким своих маршрутов

в окрестностях промыслов им. КИМ и Шорсу, сопровождающееся сопоставлением меловых и третичных свит этих участков (1932).

Работами А. Н. Криштофовича и В. Д. Принада, опубликованными в 1933 и 1931 гг., в известной мере восполняется пробел в исследованиях юрских формаций Средней Азии, ясно наметившийся в предыдущий период.

В. Д. Принада, обрабатывая флору угленосных отложений Зеравшанской долины и сопоставляя ее с флорой Ферганы, Сыр-Дарьинской области, Джунгарии и Афганистана, приходит к заключению, что из 104 видов растений подавляющее большинство (76,9%) встречается только в одной из перечисленных областей, 12,5%—в двух из них и 5,7—в трех областях (1931).

Такая эндемичность видов плохо согласуется с выводами Ч. Съюорда о более или менее одинаковой юрской флоре всего земного шара (1907).

Совокупность ферганских и зеравшанских флор дает основание В. Д. Принада говорить достаточно определенно о их более древнем возрасте, чем средняя юра. Таким образом, ставится под сомнение и вывод Ч. Съюорда о среднеюрском возрасте нижнемезозойских угленосных свит Средней Азии.

В своей монографии „Ангарская свита. Байкальский отдел" А. Н. Криштофович (1933) также считает возрастные определения Ч. Съюорда устаревшими, в связи с чем пишет: „... если не все, то некоторые слои Восточной Ферганы с флорой являются древнее средней юры. Так, отложения Камышбаши, содержащие кроме Podozamites lanceolatus L. et H. Schizoneura ferganensis Krysht. Neocalamites ferganensis Krysht., т. е. формы, тяготеющие даже к нижней гондване, являются триасовыми, может быть, даже древнее рэта".

Нижнемезозойские угленосные отложения Ферганы и Каратау А. Н. Криштофович подразделяет снизу вверх на ряд флористически охарактеризованных горизонтов, высказывая при этом свои соображения о их возрасте.

Горизонт Камышбаши, датируемый им как верхний триас, содержит Schizoneura ferganensis Krysht., Neocalamites ferganensis Krysht.

Горизонт Восточной Ферганы—С Clathropteris meniscioides Brongn., Hausmannia Buchii Andr., Annulariopsis inopinata Leill. Присутствие их указывает на рэтский или, в крайнем случае, лейасовый возраст.

Западноферганский горизонт и нижний горизонт Каратау с Equisetites ferganensis Sew., Cladophlebis denticulata, (Brongn) Font и др., по-видимому, также рэт-лейасового возраста.

Горизонт сланцев Каратау—состав флоры свидетельствует о верхней юре гондванско-европейского типа.

Нетрудно видеть, что описанная схема впервые вносит определенную ясность в возрастные соотношения отдельных свит нижнемезозойских угленосных отложений Ферганы и Приташкентского района.

Обстоятельная работа А. Н. Криштофовича сопровождается весьма интересными палеогеографическими схемами Азиатского материка и сопредельных областей, составленными для различных эпох мезозоя, а также данными по палеоклимату Ангариды. При этом климатические условия континентального осадкообразования в Туркестане рисуются автором, как близкие к пустынным или пустынные в триасе (до рэта) и в нижнемеловую эпоху и более мягкий, влажный в рэтическое и юрское время.

В небольшой заметке 1931 г. О. С. Вялов сообщает о результатах изучения верхнемеловых ежей Ферганы, Приташкентского района и Кызылкумов, по сборам Н. Ф. Безобразовой и П. К. Чихачева. Из радиолитовых известняков Восточной Ферганы О. С. Вялову удалось определить два вида—Procassidulus aff. umbonatus Woods и Procassidulus (Australanthus) sp. ind., которые, как он считает, позволяют говорить о содержащих их слоях, как о сеноне, без дальнейшего уточнения возраста.

Некоторые общие сведения по оро-гидрографии северо-восточной части Ферганской котловины можно найти в статье Н. Ф. Безобразовой (1932).

Вопросам региональной геологии Средней Азии посвящены две публикации 1932 г. Д. В. Наливкина. В первой из них (1932_1) уточняются границы северных, центральных и южных дуг Туркестана, выделенных им еще в 1925 г.

Граница между северными и центральными дугами, в формировании которых, по мнению Д. В. Наливкина, существенная роль принадлежала давлению с северо-востока, со стороны Сибирского массива, проходит по долинам рр. Сыр-Дарьи и Нарына.

Южные дуги, образовавшиеся под влиянием давления Индостанского массива с юга, надвинуты на центральные по тектоническому контакту, и граница их примерно проходит по водоразделам Зеравшанского и Гиссарского хребтов и далее на восток по северному склону Заалайского хребта.

Весьма важными в цитируемой работе являются те коррективы, которые находит возможным внести Д. В. Наливкин в свои прежние представления об условиях образования меловых красноцветов Ферганы.

„В Фергане,—пишет он,—красноцветные толщи тесно связаны с морским верхним мелом, отделяясь от юры угловым несогласием. При сопоставлении всего этого намечается вывод, что красноцветные песчано-конгломератовые толщи являются отложениями начала верхнемеловой трансгрессии“ (1932_1, стр. 36). И далее: „Они отлагались отчасти на берегу, отчасти в лагунах, отчасти в прибрежной области моря, причем берег носил резко выраженный пустынный характер. Так как скорость накопления таких толщ весьма значительна, то, несмотря на их мощность, возможна их принадлежность, хотя бы местами, только к одному верхнему мелу. Тогда между верхним мелом и средней, а возможно и нижней юрой намечается большой перерыв. Такое предположение пока может быть сделано лишь условно и требует дальнейшей проработки, но возможность его очень интересна“ (там же, стр. 36).

Из этих высказываний мы видим, что еще в 1932 г. один из крупнейших знатоков геологии Средней Азии, каким, несомненно, является Д. В. Наливкин, допускал возможность образования хотя бы части немых красноцветов мела Ферганы в условиях прибрежного морского мелководия и лагун. В свете этого категорические утверждения в наши дни некоторых среднеазиатских геологов о исключительно наземных условиях накопления нижнемеловых красноцветов Ферганы нуждаются в определенных поправках.

Во второй работе „Зона центральных поднятий средиземноморского орогена“ Д. В. Наливкин рассматривает причины, обусловившие обособление и опреснение неогеновых бассейнов, располагающихся по северной окраине Тетиса (1932_2). Основную причину он видит в поднятии сравнительно узкого, но весьма большой протя-

женности средиземноморского орогена, окончательно сформировавшегося в виде суши, выступающей над уровнем моря, в верхнем миоцене.

В пределах Средней Азии зона центральных поднятий проходила на месте современных Алайского и Заалайского хребтов, Памира, затем, изгибаясь на юго-запад, уходила в хребты Южного Таджикистана и Северного Афганистана и далее к Копет-Дагу и Хоросану.

В 1932 г. В. А. Николаев окончательно формулирует свою точку зрения, в общих чертах наметившуюся еще в 1928 г., на геологическое районирование Тянь-Шаня (1933). Исходя из фациальных особенностей среднепалеозойских толщ, В. А. Николаев делит Тянь-Шань на две зоны—южную и северную, граница между которыми тектоническая и проходит по „Большому разлому" или, как он его называет, по „важнейшей структурной линии Тянь-Шаня".

При таком делении, в северную зону данного исследователя попадает большинство „северных дуг", а в южную—„центральные" и часть „северных" дуг Д. В. Наливкина.

В период с 1932 по 1937 гг. появляется в печати ряд сообщений по результатам исследования неогеновых и более молодых образований Ферганы и соседних районов.

Ю. А. Скворцов, анализируя, применительно к условиям Средней Азии, основные гипотезы лёссообразования, находит, что эоловая гипотеза не в состоянии удовлетворительно объяснить наблюдающиеся факты, в частности отсутствие непрерывного плаща лёссовых накоплений в предгорьях, как это следовало бы ожидать в случае их эолового происхождения, и, наоборот, приуроченность подобных накоплений к долинам рек (1932).

По поводу почвенной гипотезы Л. С. Берга Ю. А. Скворцов отмечает, что она также не позволяет определить источники и способы образования мощных (до 80 *м* и более) скоплений лёсса в Туркестане.

Принимая основные положения А. П. Павлова о пролювиальном генезисе лёссов, он вместе с тем подчеркивает необходимость строго разграничивать временные потоки с определенным руслом и не имеющие зафиксированных русел. За исключением Туркмении, в Средней Азии роль последнего типа потоков, как считает этот автор, невелика.

Поскольку временные потоки с постоянным руслом по своему действию весьма приближаются к обычным рекам, то, по мнению Ю. С. Скворцова, следует говорить не о пролювиальном, а об аллювиальном происхождении мощных лёссовидных пород Средней Азии.

Исходя из местных, преимущественно геоморфологических признаков, Н. П. Васильковский в 1935 г. предлагает свою схему расчленения четвертичных отложений Ферганы (1935_2).

Среди серых дислоцированных конгломератов предгорий он выделяет две толщи: нижнюю, залегающую согласно на подстилающих палеогеновых породах, и верхнюю, мощностью максимум 100—120 *м*, обычно несогласно залегающую как на нижней, так в ряде мест, и на более древних образованиях.

Возраст этой второй толщи Н. П. Васильковский принимает четвертичным, подчеркивая, что в тех случаях, когда она ложится согласно на нижней верхнетретичной пачке конгломератов, границу между ними провести очень трудно, так как критерий наличия гранитной гальки в четвертичных конгломератах, принимавшийся для этих целей И. В. Мушкетовым, является условным.

Более молодые четвертичные отложения образуют в Фергане ряд речных террас и связанных с ними накоплений конусов выноса горных рек.

По времени Н. П. Васильковский для четвертичного периода выделяет (снизу вверх) пять денудационных фаз: сохскую, ташкентскую, 2-ю ташкентскую, голодностепскую и современную (сырдарьинскую).

Для выяснения условий накопления конгломератов древних сухих дельт Южной Ферганы и их тектоники С. С. Шульц в 1935 г. совершает поездки по долинам рр. Сох и Шахимардан, посещает Хайдарканскую котловину и древнюю дельту р. Аллаудин (1937). В результате своих наблюдений он приходит к выводу о нижнечетвертичном возрасте конгломератов древних сухих дельт Южной Ферганы и полагает, что они были дислоцированы в нижнечетвертичную тектоническую фазу.

Детальное изучение нижнеэоценовых фосфоритных известняков Восточной Ферганы проводит А. В. Пейве (1933). Здесь мы впервые встречаемся с тщательным описанием нижнеэоценовых известняков, классифицированных автором на ряд петрографических типов (илистые, зернистые, оолитовые и другие известняки).

А. В. Пейве устанавливает приуроченность фосфоритов к илистому и илисто-зернистому типам известняков, обогащенным зернами кластического кварца и гидроокислами железа. При этом подчеркивается полное отсутствие глауконита, обычного спутника фосфоритов.

Рассматривая фосфоритные зерна, как несомненно сингенетические образования по отношению к включающим их известнякам, он приходит к выводу об активном участии бактерий в концентрации фосфорной кислоты.

В качестве перспективных площадей, где можно ожидать в палеогеновых отложениях промышленные скопления фосфорной кислоты, А. В. Пейве выдвигает районы Западной и Юго-западной Ферганы и Таджикистана.

В 1934 г. В. Н. Вебер дает описание листа VII-6 (Исфара) геологической карты Средней Азии, в котором, в числе других сведений, имеются указания на миграцию во времени сухих дельт Ферганы, мастерски проиллюстрированную на примере древних и современных дельт р. Сох. Он отмечает, что непрерывное понижение Ферганской долины, являющейся базисом эрозии ее рек, приводит к тому, что последние последовательно прорезают свои же дельты и откладывают новые, гипсометрически ниже и дальше к северу (речь идет о Южной Фергане. *А. Г.*).

В главе „Полезные ископаемые" В. Н. Вебер весьма пессимистически высказывается о нефтяных возможностях Ферганской долины, в чем нетрудно видеть влияние концепции К. П. Калицкого.

Так, даже в 1933 г. К. П. Калицкий продолжает отстаивать свою точку зрения на перспективы нефтеносности Узбекистана, в связи с чем пишет: „О перспективах развития нефтяной промышленности в Узбекистане высказаны различные мнения. Сдержанные оценки исходили от лиц, изучавших нефтяные ресурсы Узбекской ССР. Оптимистические оценки давались лицами, не имевшими достаточно ясного представления об этих ресурсах... Нефтяная промышленность Узбекистана имеет возможности расшириться по горизонтальному направлению. Зато мало надежд в отношении увеличения нефтяных ресурсов по вертикали.

В настоящее время идет проверка бурением этой разноголосицы мнений, которая в конечном итоге выяснит, какой из сделанных прогнозов окажется отвечающим действительности" (1933_2, стр. 46).

Уместно заметить, что проверка бурением полностью опровергла „прогнозы" К. П. Калицкого: нефть и естественный газ были получены не только в палеогеновых отложениях, подстилающих ферганский ярус, но и в меловых горизонтах.

А. С. Уклонский, учитывая геохимические особенности вод, выдвигает Джизакский и Хивинский районы как новые, возможно нефтеносные, площади (1933).

В статье И. Демидова дается описание Наукатского месторождения меди, мало чего прибавляющее к тому, что было известно по данному месторождению из предшествующих работ (1933).

В публикации 1933 г. К. П. Калицкий обращает внимание на необходимость учета изменений литологического состава продуктивных горизонтов в пределах нефтяного поля, без которого нельзя технически грамотно вести разработку нефтяных месторождений (1933_1). На примерах горизонтов „n" и „l" Шорсу им ясно показана пестрота в составе пород по площади их распространения и тем самым доказана несостоятельность ходячих в то время предположений о постоянстве фаций ферганского палеогена.

Однако в дальнейших своих рассуждениях, основываясь на правильно подмеченном факте, он постулирует ряд неверных положений. В частности, К. П. Калицкий говорит о якобы отсутствии связи между нефтяными скоплениями и подземным рельефом продуктивного горизонта, т. е. по существу отрицает антиклинальную теорию, справедливость которой после работ И. М. Губкина вряд ли может быть взята под сомнение (1932).

В своей программной статье „Геологические перспективы нефтяной промышленности Средней Азии" И. М. Губкин вполне определенно высказывается в пользу наличия нефти в Средней Азии не только в третичных и мезозойских отложениях, но и в палеозое (1934). Анализируя геологическое строение Ферганской депрессии, И. М. Губкин приходит к выводу о ее больших потенциальных возможностях.

Резкой критике теорию in situ К. П. Калицкого подвергают Т. Т. Гонта и Н. А. Швембергер, выступая единовременно против идеи о нефтепроизводящих свитах, развиваемой В. Б. Порфирьевым применительно к Ферганской долине (1934).

В обзорной статье Т. Т. Гонта, помимо указания на большой фонд структур, подготовленных в Фергане к глубокому разведочному бурению, мы находим важное сообщение о получении хорошей „вытяжки" из нижнемеловых известняков горизонта „С" промысла Шорсу (1935).

Насколько прочно теория in situ завладела в то время умами геологов, работавших в Средней Азии, можно судить по следующему примеру. С. Е. Пахомов и Ю. А. Колодяжный при геологической съемке Чангырташ-Текебельского района обнаружили нефтепроявления в отложениях бухарского и сузакского ярусов, однако, учитывая „...что отложения ниже ферганского яруса в Фергане не нефтеносны," они спешат согласиться с предложением К. П. Калицкого, „что нефтеносными породами являются известняки ферганского яруса, и нефть, высачиваясь из них, перемещается по почти горизонтальному направлению уже по гипсоносной толще, откуда вместе с серной водой показывается на дневную поверхность" (1932).

В статье Г. И. Шатова, опубликованной в 1934 г., мы находим правильную перспективную оценку новых, возможно нефтеносных, площадей Северной Ферганы (1934$_1$).

Н. Т. Линдтроп, анализируя результаты разведочного бурения в Нефтеабаде, оценивает последний как крупный газоносный и сравнительно небольшой нефтеносный район (1934).

В тесной связи с работами этого периода по изучению нефтяных месторождений Ферганы стоят исследования А. С. Уклонского и Ю. М. Голубковой.

На примере Шорсу А. С. Уклонский формулирует концепцию о парагенезисе серы и нефти (1935$_2$), встреченную, однако, скептически некоторыми геологами, в том числе и А. В. Дановым (1936), выступившим против минерально-редукционной гипотезы происхождения серы (Бишоф) и отстаивающим биохимический (бактериальный) путь ее образования в свете исследований Т. Л. Гинзбург-Карагичевой (1933) и др.

Ю. М. Голубкова описывает особенности нефтяных вод Чангыр-таша и Майлису (1935), а М. Н. Слюсарева—целестинов района Шорсу (1935).

В том же 1935 г. появляется серия публикаций, посвященная месторождениям природного газа, нефти, селитры и фосфоритов Средней Азии, в том числе и Ферганской депрессии.

Так, Н. А. Кудрявцев в своем описании нефтяных месторождений Средней Азии совершенно правильно подчеркивает в отношении Ферганы, что „возможно обнаружение нефтеносных площадей с гораздо большими запасами, чем уже известные" (1935, стр. 412) и далее: „Второе направление, по которому идет и должна идти разведка в Фергане,—поиски более глубоких продуктивных горизонтов,—может принести блестящие результаты, если нефть будет обнаружена в мощных туронских песках, залегающих под гипсоносной свитой".

Типизацию природных газов Ферганской депрессии мы находим в статье В. Г. Хлопина, выделяющего для данного района Тянь-Шаня „азотные", „углеводородные" и „азотно-кислородные" („воздушные") струи (1935). Описывая углеводородные газы Шорсу, этот исследователь отмечает их токсичность, обусловленную наличием в них органических сернистых и, вероятно, мышьяковистых и селенистых соединений.

А. С. Великовский и С. Н. Павлова в результате изучения нефтей Южной Ферганы приходят к заключению, что шорсинская нефть по своему составу и свойствам резко отличается от чимионской и кимовской, обнаруживающих между собой многие черты сходства (1935).

Исследуя фосфориты сузакского горизонта Восточной Ферганы, А. В. Казаков приходит к выводу, что отсутствие в этом горизонте глауконита, малое содержание полуторных окислов, сингенетичность образования самого известняка и другие признаки четко обособляют фосфоритные фации Восточной Ферганы и Русской платформы (1935).

Благодаря работам главным образом Н. В. Шабарова и М. И. Брик успешно ликвидируется отставание в познании нижнемезозойских угленосных формаций Ферганы.

Многочисленные флористические сборы и их определения позволили М. И. Брик установить на Мадыгене, впервые для Средней Азии, нижнетриасовые континентальные отложения, содержащие Pleuromeia aculina (Blankenhorn) Potonié, Gigantopteris ferganensis sp. n. и другие виды растений (1934, 1936).

Дальнейшая детальная обработка флоры дает ей основание сопоставить между собой отдельные пачки нижнемезозойской угленосной серии различных площадей южноферганской полосы (1935, 1937). При этом М. И. Брик находит возможным стратиграфически снизу вверх наметить, в объеме ярусов, нижнетриасовый горизонт Мадыгена, рэтический горизонт Камышбаши и нижний и верхний горизонты Шураба. Нижний горизонт Шураба, датируемый ею как нижний лейас, параллелизуется с угленосной толщей месторождения Кызыл-Кия, а верхний, принимаемый за верхний лейас, с угленосной толщей Сулюкты.

Предложенная стратиграфическая схема в известной мере упорядочила корреляцию угленосных отложений отдельных, разрозненных площадей Южной Ферганы, до того имевших только местные подразделения, непривязанные к общей геохронологической колонке.

К неожиданным для Ферганы результатам пришел Б. И. Чернышев, изучая юрские пластинчатожаберные данной области (1937). Из сборов по Восточной Фергане им определены Cardinia listeri, C. lanceolata, C. morrisi и т. п., указывающие, по мнению Б. И. Чернышева, не только на лейасовый возраст вмещающих толщ, но определенно говорящие в пользу их морского происхождения.

Однако уникальность находок рода Cardinia в Фергане и те сомнения, которые были высказаны некоторыми в отношении безупречности самих определений, заставили большинство геологов с осторожностью отнестись к этим сообщениям.

Н. В. Шабаров, занимаясь детальными исследованиями угленосных фаций юры Средней Азии, решительно выступает против отнесения их к „фациям предгорий" и, наоборот, доказывает полную возможность накопления конгломератово-песчанистых толщ угленосной юры не только в обширных пойменных равнинах и руслах рек, но и в условиях мелководного морского бассейна (1937).

Можно предполагать, что приведенное заключение о морских фациях нижней юры в значительной степени основывалось на работах Б. И. Чернышева.

Касаясь роли киммерийской складчатости, в частности наиболее важной в практическом отношении ее фазы, проявившейся между нижней юрой и нижним мелом, Н. В. Шабаров считает, что она естественно сократила первоначальные площади угленакопления.

Не менее успешными оказались работы О. С. Вялова по изучению стратиграфии палеогеновых, а затем и меловых отложений Ферганы, начатые им в 1934 г. по поручению Нефтяного геологоразведочного института.

В первом из серии своих сообщений О. С. Вялов проводит типизацию палеогеновых разрезов различных частей Ферганской депрессии, намечая „северный", „южный", „юго-восточный" и другие типы и подтипы (1936_5), а затем дает сводную схему стратиграфии палеогена, руководствуясь литологическими признаками пород и распределением в них макрофауны ($1935_{2,3}$).

Палеогеновые отложения подразделены им (снизу вверх) на ряд свит, которым придается значение ярусов с характерной для них фауной: бухарский (Corbula angulata Lam., C. asiatica Vial., Modiola Jeremejewi Rom.), сузакский (Ostrea hemiglobosa Rom.), алайский (Ostrea strictiplicata Raul et Delb., O. multico), туркестанский (Gryphaea esterhazyi Pav.), риштанский (Platygena asiatica Rom.), исфаринский (Isocardia Ehwaldi), ханабадский (Ostrea tianschanensis Rom.) и сумсарский (Exogyra galeata Rom., Ex., ferganensis Rom.).

Вышележащие красноцветные континентальные образования он выделяет под названием массагетского яруса, включая сюда, на наш взгляд без достаточного на то основания, и песчаный горизонт „г" К. П. Калицкого.

Сколько-нибудь точного определения возраста намеченных им ярусов О. С. Вялов в работах 1935 г. не приводит, считая, что это может быть сделано лишь после тщательной обработки фауны, которая им вскоре и осуществляется (1937, 1936_2).

Помимо изучения палеогеновых устриц, он, совместно с В. И. Солун. описывает гастроподы палеогена Ферганы (1936_4). Авторы отмечают, что несмотря на преобладание среди гастропод местных видов, они могут быть приняты за руководящие формы, так как не выходят за пределы того или иного яруса.

Основываясь на ассоциации гастропод ханабадского яруса, они предположительно относят его к верхнему эоцену.

О весьма интересной находке выходов базальта, приуроченных к низам меловой толщи левобережья р. Нарын, сообщают в 1935 г. О. В. Вялов, Г. И. Шатов и др.

В полемической статье, направленной против А. В. Пейве, О. С. Вялов отстаивает (1936_3) эоценовый возраст сузакского горизонта (с Ostrea hemiglobosa Rom.), отнесенный этим исследователем к датскому ярусу (1933).

Идею жесткой ферганской плиты, вокруг которой собирались в складки более пластичные и податливые массы, образуя обрамления Ферганской депрессии, развивает В. Н. Огнев (1935).

Выяснению палеогеографической обстановки Средней Азии посвящена работа Д. В. Наливкина, опубликованная в 1936 г. В ней Д. В. Наливкин устанавливает циклическое чередование лагунно-континентальных и морских осадков верхнего мела и палеогена обширной территории, включающей в себя Северный Памир, Дарваз, Юго-западный Таджикистан, Ферганскую долину, Зеравшанский и Приташкентский районы.

В цитируемой работе предельно четко выявлены время формирования и роль Ферганского хребта, как орографического элемента, определявшего восточные границы верхнемелового и палеогенового морей.

С одной стороны, сопоставляя разрезы угленосной юры Ферганы и Нарынской депрессии и убеждаясь в их тождестве, с другой, учитывая резкие отличия морских верхнемеловых фаций Ферганы от континентальных красноцветов Нарына, Д. В. Наливкин приходит к выводу, что ферганский хребет возник в конце юрского периода, и, следовательно, представляет собой типичное киммерийское сооружение.

Заслуживает упоминания предположение О. С. Вялова о возможности нижнемеловых ингрессий в Фергане (1936_1), а также его предложение о введении самостоятельной мезозойской складчатости, названной им тихоокеанской (1939_2).

Конкретные проявления тихоокеанской складчатости в Средней Азии рассматриваются П. А. Шехтманом, выделяющим для Ферганы четыре фазы мезозойской складчатости (1935).

Против резкого противопоставления Памира и Тянь-Шаня, в частности, его „центральных дуг", как это делает, например, Клебельсберг на основе „Вахшского сброса", выступает А. Н. Марковский (1936). Он считает, что „Вахшского сброса", как единой линии разрыва, отделяющей систему Памира от Тянь-Шаня, не существует, а

наблюдающиеся фациальные отличия осадочных толщ этих систем вполне возможно объяснить естественным изменением фаций на таком значительном расстоянии.

Проблеме геологического районирования Средней Азии посвящена и статья В. Г. Мухина (1936). Автор ее, в основном поддерживая трехчленное деление Туркестана, предложенное Д. В. Наливкиным, не находит возможным принять трактовку В. А. Николаева, отводящего определяющую роль „важнейшей структурной линии Тянь-Шаня". Никакого крупного разлома, как единой тектонической линии, обособляющей северные и южные фации Тянь-Шаня, по мнению В. Г. Мухина, не существует, вследствие чего „важнейшая структурная линия" В. А. Николаева должна быть отвергнута, так же как был отвергнут „сброс Клебельсберга", будто бы отделявший Тянь-Шань и Памир.

В 1935 и 1936 гг. К. П. Калицкий впервые наиболее полно формулирует свои представления об условиях залегания и происхождения ферганской нефти (1935, 1936). Не соглашаясь с тем, что морской планктон может быть поставщиком исходного органического материала для нефти и подчеркивая преобладание среди нефтеносных пластов песков и песчаников, он в качестве исходного органического вещества выдвигает заросли морской травы Zostera, скопления которой и сейчас наблюдаются на песчаном дне мелководных заливов и бухт, защищенных от сильного волнения воды.

Поскольку такие условия осадконакопления в геологическом прошлом могли существовать только на отдельных, разрозненных участках моря или солоноватоводного бассейна, то именно этим К. П. Калицкий пытается объяснить разобщенность нефтяных залежей по площади.

В открытии порфириновых комплексов в составе нефтей (1934) он видит серьезное подкрепление в пользу своего утверждения о растительных биоценозах, как исходных для нефтеобразования органических веществ. По поводу последнего, кстати заметим, что среди порфириновых комплексов, на которые ссылается К. П. Калицкий, были установлены как производные хлорофилла, так и гемина (красящего вещества крови животных), поэтому столь категорическое утверждение об исключительной роли Zostera является тенденциозным.

Анализируя конкретный материал по ферганским месторождениям и подмечая прерывистость распределения нефти как в пределах одного и того же продуктивного горизонта, так и по стратиграфическому разрезу, К. П. Калицкий прибегает к построению так называемых колонок „биоценозов во времени" (ВТ). Колонка „ВТ" представляет собой, по существу, сводный разрез (в данном случае Ферганской долины. *А. Г.*), на котором нанесены нефтеносные горизонты всех площадей в соответствии с их стратиграфическим положением.

Построив такую колонку и убедившись в том, что для Ферганской долины в целом она является беспрерывной (заполненной во всех своих частях нефтеносными горизонтами. *А. Г.*), К. П. Калицкий полагает, что выявленная им прерывистость биоценозов по площади и их непрерывное существование во времени являются неоспоримым аргументом в пользу нахождения нефти в первичном залегании.

В программной статье об очередных задачах в области литологического изучения осадочных формаций Средней Азии, В. И. Попов выдвигает Ферганскую депрессию как первоочередной объект, связы-

вая с ее мезо-кайнозойскими отложениями возможность нахождения ряда полезных ископаемых (1937_1).

Геологии района соляных месторождений Северо-западной Ферганы посвящены работы Н. П. Васильковского и В. Н. Огнева.

Н. П. Васильковский приводит описание стратиграфии развитых здесь отложений, расчленяя их снизу вверх на ряд свит, обозначенных им индексами A_1, A_2, B_1, B_2 и C_1 (1935_3).

Соленосную (свита A_1) и гипсоносную (свита A_2) свиты района по возрасту он относит к верхнему олигоцену и миоцену, параллелизуя, таким образом, первую из них с сумсарским, а вторую—с массагетским ярусами О. С. Вялова.

Наиболее важным для нас является его трактовка условий накопления химических осадков Самгар-Камышкурганского района. Н. П. Васильковский считает, что осаждение NaCl, а затем и сульфатов кальция шло в лагуне, обособившейся в это время (верхний олигоцен-миоцен) от морского бассейна, отступавшего на восток.

К аналогичным выводам по этому вопросу приходит в 1937 г. и В. Н. Огнев ($1937_{1,3}$).

В сборнике „Геология Узбекской ССР", вышедшем в свет в 1937 г., помещен ряд статей, относящихся и к Ферганской депрессии.

Геоморфологическому описанию Ферганской котловины посвящает свой очерк О. К. Ланге, отмечающий, что в отношении опускания котловины и причин, вызывающих это опускание, до сих пор между геологами существуют разногласия.

Так, В. Н. Вебер причину опускания котловины в четвертичный период видит в нагрузке ее мощными толщами обломочных образований, накопляющихся в сухих дельтах (1930), в то время как Н. П. Васильковский (1939_3), исходя из наблюдающихся в Фергане отрицательных гравитационных аномалий, полагает, что опускание это обусловлено главным образом тектоническими процессами, развивавшимися при встречном движении Тянь-Шаня и Памиро-Алая. Д. В. Наливкин вообще ставит под сомнение опускание котловины (1933).

Не касаясь здесь анализа причин опускания Ферганской котловины, отметим лишь, что бурение в последние годы опорных скважин в ее центральной части, подтвердившее весьма глубокое залегание (более 3000 *м*) палеогеновых и верхнемеловых морских отложений, абсолютные отметки которых значительно меньше, чем в Арало-Каспийском бассейне, говорит, конечно, в пользу опускания котловины.

В работе «Южная Фергана» В. Н. Вебер рассматривает геоморфологические особенности, стратиграфию, тектонику и полезные ископаемые южноферганской полосы (1937). Весьма интересны для палеогеографических реконструкций мелового периода его наблюдения над почти горизонтально лежащими меловыми отложениями, прислоенными с боков к палеозою (овраг Шамбе в зоне Томаша). Факт этот достаточно обоснованно интерпретируется им как указание на прохождение здесь древней береговой линии мелового бассейна.

Менее убедительны его высказывания по вопросам нефтеносности Ферганы. Считая, что К. П. Калицким вполне доказано залегание нефти в Фергане in situ, В. Н. Вебер (1937) вынужден тут же признать, что гипотеза Калицкого значительно ограничивает нефтяные возможности Ферганы, «...но зато выдвигает значение стратиграфии для поисков и разведок».

В статьях В. Н. Огнева (1937_2), С. А. Кушнаря (1937) и А. П. Марковского (1937), помещенных в первом томе «Геологии Узбекской ССР», дается описание стратиграфии и геологического строения горных обрамлений и предгорий Ферганской депрессии.

В. Н. Огнев, а также С. А. Кушнарь, работавшие в Северной Фергане, приходят к заключению, что Баубашатинский горный узел и Ферганский хребет в меловое и палеогеновое время представляли собой сушу, фиксировавшую здесь береговую линию морских бассейнов Ферганы и отделявшую последнюю от смежной Кетмень-Тюбинской депрессии.

А. П. Марковский для северо-западных предгорий Туркестанского хребта отмечает угловые несогласия между отложениями юры и мела (в хр. Майдантау), позволяющие ему присоединиться к мнению своих предшественников о проявлении в Фергане киммерийской складчатости.

Против крупной, определяющей роли, отводимой В. А. Николаевым «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня» в строении Западного Тянь-Шаня, выступает А. В. Пейве (1937).

Исходя из характера тектонических форм, возраста складчатости, особенностей литогенеза и вулканизма, А. В. Пейве отмечает постепенные переходы, которые наблюдаются между Северным и Южным Тянь-Шанем.

Менее решительно против построений В. А. Николаева выступает в цитированной уже нами работе (1937$_2$) В. Н. Огнев, вообще говоря признающий «важнейшую структурную линию Тянь-Шаня», но вносящий существенную поправку в вопрос о ее юго-восточном продолжении. В отличие от В. А. Николаева, протягивавшего линию «Большого разлома» с Атойнака по Кетмень-Тюбинской депрессии на Сонкуль, В. Н. Огнев отстаивает прямолинейность простирания разлома, начиная с Каратау на СЗ до Ферганского хребта на ЮВ (1939$_1$).

О нерезких границах между северными, центральными и южными областями Средней Азии, обычно выраженных развитием промежуточных зон, говорит и Д. В. Наливкин (1937).

Какие же выводы напрашиваются из обзора исследований Ферганской депрессии за этот период?

Прежде всего, необходимо отметить появление в этот период первых, после капитальных работ И. В. Мушкетова, крупных обобщений Д. В. Наливкина, особенно много сделавшего в части изучения палеогеографии Средней Азии и ее оро-тектонического районирования. Его трехчленное деление «дуг» Туркестана в основных положениях было принято подавляющим большинством геологов.

В рассматриваемый период значительно продвинулось вперед изучение стратиграфии нижнемезозойских угленосных толщ Ферганы, главным образом, благодаря работам А. Н. Криштофовича, М. И. Брик, В. Д. Принада и Н. В. Шабарова.

Предложенная М. И. Брик схема сопоставления угленосных пачек различных площадей Южной Ферганы позволила удовлетворительно разрешить вопросы их корреляции.

О. С. Вяловым была выработана новая схема стратиграфии палеогеновых отложений Ферганы, базирующаяся, с одной стороны, на литологических особенностях пород, с другой — на распределении в них макрофауны, преимущественно устриц.

Разработка такой схемы дала возможность вести успешно параллелизацию палеогеновых отложений в пределах всей Ферганской депрессии.

К. П. Калицким в это время окончательно формулируются представления о первичности нефти, к которым, к сожалению, примыкает и другой авторитетный исследователь Средней Азии В. Н. Вебер.

Несмотря на подобные предсказания, казалось бы совершенно опорочивающие нефтяные месторождения Ферганы и их перспективы, промышленность смело переходит к разведке новых «закрытых» площадей и добивается в этом отношении первых серьезных успехов (Нефтеабад, Андижан и др.).

Наконец, особо следует подчеркнуть, что в исследованиях этого периода, наряду с геологами старшего поколения Москвы и Ленинграда, все большее участие начинают принимать местные, среднеазиатские работники (Н. В. Шабаров, Н. Ф. Безобразова, М. И. Брик и др.), в том числе и воспитанники САГУ, САРГРИ и других вузов Ташкента (В. И. Попов, Н. П. Васильковский, Ю. А. Скворцов и др.).

ИССЛЕДОВАНИЕ ФЕРГАНЫ с 1938 по 1952 г.

Начало данного периода ознаменовалось выходом в свет капитальной работы В. И. Попова — «История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня» (1938).

Основная идея, развиваемая В. И. Поповым в монографии, заключается в признании им ведущей роли в геологической истории земной коры прогрессивного разрастания во времени поднятий за счет депрессий. Исходя из представлений о непрерывности тектонических движений В. И. Поповым обстоятельной критике подвергнуты орогенические каноны Штилле.

Систему Западного Тянь-Шаня он подразделяет на ряд зон и подзон, включая Ферганскую депрессию в состав Кураминской и Ферганской подзоны.

Тектоническому районированию Западного Тянь-Шаня посвящена и статья А. В. Пейве (1938), в которой автор подразделяет Тянь-Шань на Северную и Южную зоны с разделяющей их Ферганской депрессией. Вслед за Д. В. Наливкиным (1937) он считает, что между Северным и Южным Тянь-Шанем нет резких границ, ни тектонических, ни палеогеографических, хотя и опровергает концепцию постепенного обрастания Ангарского материка с севера на юг.

Идея Зюсса о виргации складок среднеазиатских хребтов, как отмечает А. В. Пейве, подкрепляется новейшими работами по Тянь-Шаню.

В работе Н. П. Васильковского, опубликованной в 1939 г., дается анализ колебательных движений палеогена для Ферганской депрессии и смежных аккумулятивных областей, расположенных к северо-западу от нее (1939₁).

В публикации 1938 г. О. С. Вялов подчеркивает необходимость четкого разграничения понятий «трансгрессия», вызванную постепенно развивающимся опусканием больших территорий, и «продвижение», как скачкообразный момент в развитии трансгрессии, обусловливающее наступание моря на сравнительно небольшом участке. При такой трактовке конкретных примеров меловых и палеогеновых бассейнов Ферганы он находит возможным говорить о верхнемеловой трансгрессии и о продвижении моря в бухарский и алайский века.

Петрографическое изучение меловых отложений Ферганы позволяет М. Г. Барковской в 1938 г. высказаться достаточно определенно в пользу морских условий накопления нижнемеловых образований Ферганы.

Занимаясь литологическими исследованиями карбонатных пород нефтеносных районов Средней Азии, в том числе и Ферганской депрессии, В. Б. Татарский убедительно доказал первичный характер нефтеносных доломитов (1939). Однако в дальнейших рассуждениях относительно невозможности принятия реакции Гайдингера для объяснения генезиса доломитов и приуроченности нефти исключительно к доломитовым разностям карбонатных пород палеогена Средней Азии В. Б. Татарский впадает в крайности.

Наблюдая распределение нефти в карбонатных коллекторах Ферганы и Южнотаджикской депрессии, на материале которой он в значитель-

ной мере строит свои выводы, нетрудно убедиться в том, что в природных условиях скопления нефти встречаются как в доломитах, так и в нормальных известняках без каких-либо следов их доломитизации.

Весьма важным в нефтяном плане явилась разработка В. Б. Порфирьевым вопросов образования нефти и нефтяных месторождений Средней Азии (1939, 1940, 1941, 1945).

Рассматривая нефти Ферганы и других районов Средней Азии как вторичные скопления, В. Б. Порфирьев допускает возможность широкой вертикальной миграции ее из нижележащих юрских отложений в палеогеновые пласты — коллекторы. Согласно его представлениям, угленосные фации юры, обнажающиеся в периферических частях Ферганской депрессии, по мере продвижения к ее центру сменяются нефтеносными фациями, продуцировавшими нефть в вышележащие горизонты палеогена и мела.

В концепции В. Б. Порфирьева имеется ряд спорных положений, в частности, малая вероятность его предположения о развитии юры в Ферганской депрессии в морских фациях, а также отсутствие необходимых доказательств миграции нефти из юрского в меловой и палеогеновый комплексы. Несмотря на это, его работы в значительной мере способствовали критическому подходу к теории in situ К. П. Калицкого, до того казавшейся многим среднеазиатским геологам безукоризненной.

С существенно иных позиций к генезису нефтей Средней Азии подошел С. И. Ильин, отстаивавший, в основном, положения К. П. Калицкого о возможности образования нефти in situ в песчаных и карбонатных отложениях палеогена и, таким образом, отвергавший миграцию нефти снизу вверх (1940, 1943, 1945).

В докладе на XVII сессии Международного геологического конгресса и на 1-ой Среднеазиатской нефтяной конференции, а также в специальной монографии А. С. Уклонский уточняет свои представления о парагенезисе серы и нефти, указывая, что восстановление сульфатного иона до сероводорода происходит не прямым воздействием атомного углерода, а какими-то диссоциированными органическими соединениями, содержащимися в нефтяных водах (1940$_{1, 2}$, 1945).

Следует отметить, что парагенную связь серы и углеводородов показал не Росс, как об этом пишет А. С. Уклонский (1940$_1$, стр. 210), а задолго до него (1869 г.) Н. А. Головкинский, о классических работах которого по пермской формации Камско-Волжского бассейна (1869$_{1, 2}$) А. С. Уклонский даже не упоминает в своей монографии.

В период с 1939 по 1941 гг. появляется серия публикаций, посвященных результатам стратиграфо-палеонтологических исследований мезокайнозоя Ферганской депрессии.

О. С. Вялов совместно с И. А. Коробковым (1939) обрабатывают Pectinidae из палеогена Ферганы и Южнотаджикской депрессии и приходят к заключению о пригодности этих ископаемых в качестве ценных руководящих видов, хотя последние, за исключением Pseudomussium corneum Som., и представлены исключительно местными среднеазиатскими формами.

Изучение морских ежей палеогена Ферганы, проведенное О. С. Вяловым и О. М. Мануйленко (1939), не позволило уточнить возраст содержащих их известняковых горизонтов, если не считать, что встречающиеся здесь представители рода Scutellina не выходят за пределы эоцена.

Объектами исследований в это время, наряду с макрофауной, становятся фораминиферы мела и палеогена и остракоды неогена.

Н. К. Быкова (1939) выделяет руководящие виды фораминифер для всех ярусов стратиграфической схемы палеогена Ферганы О. С. Вялова и

приходит к выводу о правильности предложенного им биостратиграфического расчленения палеогена.

Несколько позже, в 1941 г., Н. К. Быкова сообщает о возможности распространения выводов, сделанных по фораминиферам палеогена Ферганы, и на синхроничные отложения Южнотаджикской и Бухарской депрессий и Гиссаро-Зеравшанской горной системы, а также выделяет среди верхнемеловых образований этих областей ряд микрофаунистических зон (1945).

Дальнейшие, более детальные исследования микрофауны палеогена Ферганы осуществляются Н. Е. Минаковой (1945). В сборах автора по Восточной Фергане ей, в частности, удается найти ядра Cibicides vialovi Byk. и, таким образом, доказать присутствие до того здесь неизвестных отложений риштанского яруса.

Большинство остракод, встречающихся в неогеновых свитах Северо-западной Ферганы, как показали работы М. Н. Грамм (1940), относится к пресноводным видам.

В. И. Солун, описывая разрезы Тишикташа, Ялпакташа и Паканадыра, устанавливает сходство первых двух с южным, исфаринским, а последнего — с восточным, кызылярским типами (1940).

Неубедительным в трактовке этого геолога является сопоставление им, вслед за О. С. Вяловым, гипсов Гознау с радиолитовым горизонтом Восточной Ферганы, поскольку накопление гипсов Гознау несомненно было приурочено к моментам регрессии, а радиолитового горизонта — к продвижению моря к Фергане.

М. И. Брик (1941) уточняет выводы А. Н. Криштофовича в отношении возраста выделенного им «горизонта Камышбаши». Ей удалось выяснить, что нижнемезозойская толща Камышбаши флористически подразделяется снизу вверх на пестроцветную свиту, по-видимому, не моложе верхнего триаса и древнее нижнетриасового горизонта Мадыгена, и сланцевую свиту, параллелизуемую с нижним горизонтом Шураба и, следовательно, датируемую нижним лейасом. Исходя из этого, М. И. Брик отмечает, что термин Криштофовича «горизонт Камышбаши» может быть оставлен только для нижней пестроцветной свиты.

Н. В. Шабаров юрскую толщу Ферганского хребта подразделяет (снизу вверх) на три подсвиты: маркайскую (угленосную), каратюбинскую и агатинскую (1939). Состав флоры нижней части маркайской подсвиты позволяет М. И. Брик параллелизовать ее с нижним шурабским горизонтом (нижний лейас), а верхнюю часть маркайской и каратюбинскую подсвиты с верхним горизонтом Шураба (верхний лейас).

Агатинская подсвита условно датируется Н. В. Шабаровым доггером; отложений рэта в Ферганском хребте этот исследователь не устанавливает.

После изучения Восточноферганского угленосного бассейна Н. В. Шабаров выделяет для Средней Азии два типа угольных месторождений: Каратюбинский тип (в Ферганском хребте), характеризующийся сильной метаморфизацией углей и вмещающей толщи, большой мощностью угленосных свит (700—800 *м*), накапливающихся в мобильной зоне, и Шурабский тип буроугольных месторождений, связанный с зонами менее мобильными.

Значительные коррективы в стратиграфические построения Н. В. Шабарова вносит В. Н. Огнев (1946), занимавшийся детальным геологическим картированием северо-западной части «Восточно-ферганского каменноугольного бассейна».

«Маркайскую подсвиту» Н. В. Шабарова ему удалось расчленить на пять самостоятельных свит, отделенных трансгрессивными контактами. Снизу вверх он описывает: коккиинскую (рэт?), туюкскую (н. лейас), чаарташскую (лейас — от нижнего до верхнего), зинданскую (доггер) и кошбулакскую (мальм?) свиты.

В трактовке В. Н. Огневым возраста нижнемезозойских свит обращает внимание не только выделение флористически охарактеризованного доггера, но, по косвенным соображениям, и мальма, что является для Ферганы новым.

Обобщая накопившийся к 1941 г. материал по изучению макрофауны, фораминифер и остракод палеогена, О. С. Вялов в докладе на 1-ой Среднеазиатской нефтяной конференции проводит сопоставление среднеазиатской схемы деления третичных отложений с западноевропейской и кавказской (1945₄). При этом окончательно доказывается палеоценовый возраст бухарского яруса, сузакский ярус параллелизуется с аварским (нижний эоцен) Кавказа, алайский ярус синхронизируется со среднеэоценовыми (лютетскими) нуммулитовыми известняками Приаралья и Мангышлака, а слои с Gryphaea esterhazyi Pav. (туркестанский ярус) коррелируются с кумским ярусом (верхний эоцен) Кавказа.

С конца 1938 г. автор начинает детальные литологические исследования нефтеносных свит верхнеферганского подотдела Ферганы (1941₁), а затем и более низких частей стратиграфического разреза верхнего мела и палеогена (1941₂).

Изучение вещественного состава палеогеновых пород позволило нам высказаться в пользу ритмичности процессов их формирования, обусловленной неоднократной сменой знака пульсирующих движений в области осадкообразования.

Отчетливая дифференциация карбонатов в ряду известняк — доломит, а также отсутствие связи между пористостью карбонатных пород и их доломитизацией, установленные автором для Ферганы, доказали справедливость выводов В. Б. Татарского о первичности доломитов Средней Азии.

Однако утверждение В. Б. Татарского о тесной связи, существующей между органическим веществом и процессами доломитизации, нашими данными подтвердилось не во всех случаях.

Так, например, в районе Чангырташа основные скопления нефти оказались приуроченными не к доломитам, как это следовало бы ожидать по В. Б. Татарскому, а к нормальным, недоломитизированным известнякам.

Наличие в Фергане фаций доломитов, обогащенных обломочным материалом, привело нас к заключению о том, что процессы осадочной механической дифференциации вещества заканчиваются несколько позднее, чем это показано на схеме Л. В. Пустовалова (1940₁).

Итоговое сообщение по литологическим работам 1938—1940 гг. сделано автором на 1-й Среднеазиатской нефтяной конференции (1945).

С. М. Юсупова, исследуя юрские глины, подстилающие угленосную пачку Сулюктинского месторождения, впервые устанавливает их монтмориллонитовый состав (1939). Несколько позже, в 1941 г. сходные по составу бентонитовые глины она выявляет в отложениях сумсарского и сузакского ярусов Чангырташа (1945).

При изучении нами минералогического состава песков сумсарского яруса (горизонт «г» К. П. Калицкого) Риштанского района, а В. И. Поповым неогеновых континентальных отложений Северной Ферганы был обнаружен фосфорсодержащий минерал, описанный совместно с В. Л. Воробьевым как коллофанит (Попов и др., 1940₂).

В процессе геолого-съемочных работ в Северо-западной Фергане Ф. Л. Чернышев и А. И. Лойко (1939) констатируют в разрезе Шайдана отсутствие горизонтов, лежащих выше отложений туркестанского яруса, которое они правильно объясняют их последующим размывом.

В 1941 г. Ф. Л. Чернышев рекомендует под нефтепоисковое бурение Чустпанскую антиклиналь, пересматривая, в связи с этим, старые подсчеты проектных глубин скважин в сторону увеличения последних с 300 до 1200 *м*.

В. Е. Мосеев (1941), отмечая, что «Выдержанность проявлений нефтеносности по вертикали и горизонтали указывает на повсеместное распределение нефти в неогене в южной части Ферганской долины», связывает, с неогеновыми отложениями Ферганы большие перспективы нефтеносности.

На наш взгляд, все многочисленные признаки нефти, отмечающиеся в скважинах при прохождении неогеновых пород, на которые ссылается В. Е. Мосеев, связаны с проникновением небольших количеств нефти в эти породы из палеогеновых горизонтов по поверхностям размыва и мелким трещинкам, и, вследствие этого, они, по-видимому, не могут служить основанием для широкого разворота поисков неогеновой нефти в Фергане.

Проводя геологическое картирование Кетменьтюбинского планшета в масштабе 1 : 500 000, В. Н. Огнев и др. (1940) находят, что, в отличие от палеогеновых морских отложений Ферганской депрессии, одновозрастные образования Кетменьтюбинской котловины представлены фациями замкнутого внутреннего бассейна, нередко обогащенными выделениями каменной соли.

Весьма интересны для палеогеографических реконструкций те наблюдения, которые удалось им осуществить при прослеживании палеогеновых свит от Нарына и далее на север. В этом направлении В. Н. Огневым и другими подмечено постепенное выклинивание морских, фаунистически охарактеризованных горизонтов палеогена и замещение их сначала пластами битой ракуши, а затем, ближе к устью Афлатуна, красноцветными песчаниками и конгломератами.

Подобные фациальные переходы справедливо рассматриваются этими исследователями как показатель близости древней береговой линии палеогенового моря Ферганы, которая в первом приближении совпадала здесь с южной границей современного палеозойского горного массива.

Геологическое картирование в том же масштабе 1 : 500 000 Кокандского планшета приводит Н. П. Васильковского (1941) к заключению о том, что обширная Ферганская депрессия была заложена еще в верхнем палеозое. Затем в результате постепенного разрастания ее обрамлений за счет депрессии, она значительно сокращается по площади.

Учитывая, что абсолютные отметки залегания меловых и палеогеновых отложений в центре депрессии в настоящее время равны, по крайней мере, от (—) 3000 до (—) 4000 *м*, а в горных обрамлениях они, наоборот, приподняты на 3000—4000 *м* над уровнем моря, Н. П. Васильковский амплитуду относительного перемещения равнины и горной зоны, за неогеновое и четвертичное время, оценивает примерно в 8000 *м*. Близкие к этому цифры дает и Ю. А. Скворцов (1950).

Начиная с 1937 г., В. И. Попов по поручению быв. Комитета наук УзССР (ныне Академия наук УзССР) приступает к исследованию кайнозойских моласс Ферганы, под которыми подразумевают мощную толщу (до 3 *км*) «немых» континентальных осадков, залегающих на морских палеогеновых свитах.

Результаты своих многолетних работ он опубликовал в 1940 г. (1940$_1$), а в 1941 г. доложил на 1-й Среднеазиатской нефтяной конференции (1945).

В молассовых формациях Ферганы им выявлена ритмичность процессов осадкообразования, а также увеличение мощности моласс от гор к депрессии, от осей антиклиналей к синклиналям и, наконец, возрастание мощности на крыльях антиклиналей, обращенных к центру депрессии.

Последний факт В. И. Поповым был совершенно правильно поставлен в связь с явлением перекатывания осей антиклиналей, вполне подтвердившемся при последующей разведке «закрытых» поднятий адырной зоны.

Исходя из наблюдающейся вертикальной и горизонтальной фациальной зональности, как следствие осадочной дифференциации, протекавшей на фоне развития депрессии и ее обрамлений, а также явления дискордагенеза в молассах, В. И. Попов подчеркивает несостоятельность попыток некоторых геологов произвести их расчленение и сопоставление, руководствуясь такими признаками, как несогласие между свитами, сходство литологического состава и др.

Петрографо-минералогическое изучение молассовых образований приводит его к заключению, что даже в пределах соседних конусов выноса состав гальки и терригенных минералов резко различен. Поэтому, говорит В. И. Попов, если в дальнейшем и удастся для молассовых свит выработать минералогические или петрографические коррелятивы, то они окажутся пригодными только для отдельных конусов выноса.

В работе «Меловые отложения юго-востока Средней Азии» Б. А. Борнеман (1940) вносит поправки в определение возраста экзогирового горизонта Ферганы, принимавшегося А. Д. Архангельским за сеноман.

Основываясь не на распределении пелеципод, как это делал А. Д. Архангельский, а на присутствии в экзогировом горизонте аммонитов, в частности Metoicoceras cf. whitei Haytt и Placenticeras stantoni Haytt, встречающихся в туроне Южнотаджикской депрессии, Б. А. Борнеман приходит к выводу о туронском возрасте экзогирового горизонта Ферганы.

В 1941 г. выходит в свет сводка П. А. Шехтмана по нижнемезозойским угленосным отложениям Средней Азии, в которой автор выявляет ритмичность в процессах формирования угленосных толщ, излагает свои представления об условиях угленакопления в месторождениях Средней Азии и рисует палеогеографию нижнемезозойского времени.

В 1942 г. нами дано краткое описание нефтяных месторождений Узбекистана, в котором подчеркивается исключительно важная роль для развития нефтедобычи зоны кольцевых адыров Ферганы, а Западный Узбекистан рассматривается как новая перспективная нефтеносная область.

Наблюдая проявления новейшей тектоники в Тянь-Шане, С. С. Шульц образование его современного рельефа объясняет формированием в течение неогена и четвертичного времени крупных пологих складок, осложненных разрывами (1943).

Результатам испытания шорсуйского бентонита в качестве связующей основы в литейном деле, посвящена статья С. М. Юсуповой и А. К. Усовой (1944).

В период с 1944 по 1946 гг. появляется серия палеонтолого-стратиграфических публикаций, принадлежащих главным образом О. С. Вялову.

О. С. Вялов вносит коррективы в свои прежние построения, согласно которым гипсы Гознау параллелизовались с радиолитовым горизонтом, и предлагает, более обоснованно, чем раньше, свиту гипсов Гознау сопоставлять с такой же регрессирующей серией Восточной Ферганы, какой является здесь надрадиолитовый горизонт (1944$_1$). Относя последний к

датскому веку, он, таким образом, уточняет границу между мелом и палеогеном Ферганы.

Сравнивая разрезы палеогеновых отложений Ферганы с таковыми Алайского (1944₂) и Заалайского (1944₃) хребтов, О. С. Вялов отмечает, что алайский разрез (Кунексогды) сложен наиболее мелководными морскими фациями и, следовательно, именно здесь располагалась мелководная зона, разделявшая Ферганский и Южнотаджикский палеогеновые бассейны.

В 1945 г. этот исследователь опубликовал свою схему деления меловых отложений Ферганы, в которой выделяет два типа разрезов — Исфаринский и Кызылярский (1945₃). При этом присутствие надрадиолитовой свиты он считает наиболее важным отличительным признаком разрезов Кызылярского (восточного) типа.

В этой схеме, как и в предыдущей работе (1944₁), О. С. Вялов, в согласии с В. П. Ренгартеном (1933), радиолитовый горизонт относит к маастрихту.

В других своих статьях О. С. Вялов описывает вторичные гипсы, встреченные в глинах туркестанского яруса Северной Ферганы (1946₁), особенности палеогенового разреза Наукатской котловины, заключающиеся в резком сокращении мощности верхнеферганских слоев по сравнению с обычными разрезами Ферганы (1945₂), а также касается вопроса распространения алайского яруса в Средней Азии, в том числе — в Туркмении (1946₂).

В дискуссии с А. В. Бурачеком О. С. Вялов (1945₁) отстаивает свою схему стратиграфии палеогена, разработанную им вначале для Ферганы, и доказывает полную ее применимость и к Южнотаджикской депрессии. Утверждение А. Р. Бурачека о том, что нет оснований называть выделенные О. С. Вяловым свиты палеогена ярусами, он также считает ошибочным.

В кандидатской диссертации М. И. Мандельштама (1946) дано описание 70 видов остракод, встречающихся в палеогеновых отложениях Средней Азии, причем подавляющее большинство из них (58 видов) оказалось новыми, неизвестными в других областях. В качестве дополнительного критерия для отнесения палеогеновых горизонтов к тому или иному ярусу схемы О. С. Вялова, он приводит списки руководящих форм остракод для сузакского и всех вышележащих ярусов палеогена.

Широко развернувшиеся в это время микрофаунистические исследования не ограничиваются только мезо-кайнозойским комплексом, а переносятся и на верхнепалеозойские отложения Ферганы.

Так, А. Д. Миклухо-Маклай (1946), обрабатывая микрофауну верхнего палеозоя Ферганы, приходит к выводу о весьма большой стратиграфической ценности этих ископаемых, особенно для расчленения отложений среднего и верхнего карбона.

Вновь привлекают внимание геологов вопросы тектонического районирования Средней Азии. И. Е. Губин (1943) и О. С. Вялов (1943) выступают против единства структур Тянь-Шаня и Памира, отстаиваемого А. П. Марковским (1936), и, таким образом, присоединяются к мнению Д. В. Наливкина (1926).

С. И. Клунников, наоборот, признавая длительность тектонических процессов и унаследованность структурных форм, не видит особых оснований для резкого противопоставления Памира Тянь-Шаню (1943).

В кандидатской диссертации К. М. Феодотьева (1944) приведены наводящие указания по генезису континентальных отложений Камыш-Курганского района Северо-западной Ферганы.

Установив отсутствие засоления в современных накоплениях Ферганской долины, он приходит к логическому выводу, что NaCl, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и др. Камыш-Курганского района, приуроченные здесь к свитам A_1 и A_2, имеют морское происхождение.

В отличие от этого, геохимические особенности солей и рассолов свиты «В», заключающиеся в преобладании $MgCl_2$ над сульфатами, позволяют ему говорить о континентальных условиях формирования данной свиты.

В своей диссертационнй работе, посвященной изучению минералогического состава верхнетретичных и четвертичных образований Южной Ферганы, А. Т. Клейнберг (1946) доказывает возможности использования терригенных компонентов для расчленения и корреляции моласс.

На примере аллювия Исфары и других рек южноферганской полосы она оспаривает утверждение В. П. Батурина и других о том, что по мере удаления от источников сноса уменьшается количество роговых обманок и слюд.

В статье, опубликованной в 1947 г., А. В. Пейве по-новому трактует природу виргаций Западного Тянь-Шаня, рассматривая последние как дискордантные системы, состоящие из разнородных элементов, не связанных между собой ни историко-геологически, ни тектонически, поэтому такие системы, по его мнению, вряд ли можно называть виргациями.

В частности, Чаткальская дискордантная система, согласно А. В. Пейве, возникла только в конце верхнего палеозоя и, следовательно, является новообразованием, резко нарушающим общий палеозойский структурный план Тянь-Шаня. Границей, разделяющей Северный и Южный Тянь-Шань, он принимает Терскей — Каратауский глубинный разлом.

В докладе на II-й Среднеазиатской конференции геологов-нефтяников Н. П. Васильковский (1948_2) изложил свои представления по вопросу тектонического развития Ферганской депрессии в кайнозое. В кайнозойской истории развития Ферганы им устанавливаются отдельные этапы последовательного воздымания горных обрамлений, предгорий и, наконец, адырной зоны, приведшие, в конечном счете, к резкому сокращению области современной аккумуляции.

Центральные (равнинные) участки депрессии при этих построениях определяются как площади, где мезо-кайнозойские отложения вряд ли могут быть собраны в складки, сколько-нибудь четко оформленные.

Понятно, что такая трактовка намного сужает перспективы нефтеносности центральной части Ферганской депрессии.

В 1947 г. была опубликована коллективная сводка по геологии и нефтеносности Ферганы (Вялов и др., 1947_1), в которой автором составлен палеогеографический очерк, сопровождающийся первыми схематическими картами распределения фаций верхнего мела и палеогена данной области.

Основные черты истории развития Ферганской депрессии в мезо-кайнозое в том же 1947 г. были изложены автором в докладе на 2-й Среднеазиатской конференции геологов-нефтяников (1948_1). В докладе подчеркивалось, что ферганская аккумулятивная область, по сравнению с мобильными зонами юга, к началу мезозоя была более консолидированной, благодаря чему мощности меловых и палеогеновых отложений здесь значительно меньше, чем в Южнотаджикской депрессии.

Кроме того, отмечалось, что в меловых и палеогеновых мелководных морях неоднократно устанавливались условия, способствовавшие нефтеобразованию, и, следовательно, нет никаких оснований нефтеносность мезо-кайнозоя Ферганы ограничивать лишь одним палеогеном.

В пользу еще более широкого стратиграфического диапазона возможных скоплений нефти в Фергане и в Средней Азии в целом высказывается Н. П. Туаев (1948), выдвигая для практического разрешения проблему палеозойской нефти.

В кандидатской диссертации И. П. Зубова (1949) обобщен большой фактический материал, накопленный к 1948 г. в процессе глубокого бурения на нефтеносных площадях Ферганской депрессии, на основании которого дана перспективная оценка нефтеносности данной области.

Е. П. Брунс (1948) дана генетическая классификация пород, слагающих юрскую угленосную толщу Южной Ферганы, выявлена цикличность в строении продуктивной толщи и высказаны соображения в пользу преимущественно автохтонного угленакопления.

Многолетние исследования молассовых формаций Средней Азии приводят В. И. Попова (1948) к выводу, что последние представляют собой, в отличие от окраинных моласс альпийского типа, внутриконтинентальные образования, ложащиеся несогласно на материковый цоколь. В нижних своих частях они нередко переслаиваются с морскими, эпиконтинентальными отложениями, а иногда и сменяются ими.

Наблюдая отсутствие прямой связи между содержанием железа в верхних молассах и их окраской, а также постепенное «покраснение» пород, по мере перехода к более низким стратиграфическим частям разреза, В. И. Попов полагает, что красная окраска возникает в процессе диагенеза осадков, при котором железо высвобождается из кристаллической решетки минералов и образует свободные гидроокислы, пигментирующие породу.

Подводя итоги изучения микрофауны Средней Азии, Н. Е. Минакова (1948) выделяет среди ассоциаций палеогеновых фораминифер Ферганы три типа.

Первый из них, самый распространенный и характеризующийся преобладанием представителей родов Cibicides, Nonion, Elphidium и семейства Miliolidae, связывается ею с наиболее мелководными морскими фациями.

Второй тип отличается развитием видов с песчаной раковинкой и обычно встречается в сузакском и нижней части ханабадского ярусов. Песчаные формы фораминифер в настоящее время являются обитателями холодных морей, или больших глубин, однако, как справедливо считает Н. Е. Минакова, нет никаких оснований предполагать подобные условия для палеогенового моря Ферганы. Поэтому вопрос о причинах, вызвавших появление фораминифер с песчаной раковиной она оставляет пока открытым.

Наконец, третий тип, отмеченный только для ханабадского яруса Юго-западной Ферганы, характеризуется преобладанием представителей семейства Buliminidae и по этому признаку резко обособляется от микрофауны остальных частей Ферганы, весьма приближаясь к фауне Кызылкумов и западной части Южнотаджикской депрессии.

Г. Ф. Шнейдер (1947) в результате изучения остракод неогеновых и более поздних образований Ферганы удалось подразделить бактрийский ярус на два отдела: нижний (Btr_1), датируемый ею как средний и нижний плиоцен, и верхний (Btr_2), параллелизуемый с апшеронским ярусом Азербайджана. Что касается массагетского яруса и сохской серии, то вероятный возраст первого определяется как миоцен, а второй—как древнечетвертичный.

Примерно в это же время В. Е. Гриб (1947) опубликовал свою схему расчленения кайнозойских континентальных отложений Южной Ферганы, подразделив их по макролитологическим признакам на ряд

свит, получивших географические названия. Из краткой заметки данного автора трудно судить относительно обоснованности предлагаемой схемы.

Р. Х. Липман (1947) подразделила исфаринский ярус одноименного разреза Южной Ферганы на две части, исходя из распределения радиолярий.

Нижняя часть, мощностью 5,4 *м*, охарактеризована ею руководящей формой Trochodiscus splendidus Lipm., а верхняя—мощностью 14 *м*.—Spongodiscus elegans Lipm. и Cenosphaera ispharensis Lipm. Для исфаринского яруса в целом как руководящий вид указывается Stylodictya schabalkini Lipm.

Обобщив материал по качеству нефтей Ферганской депрессии, мы в 1947 г. пришли к заключению, что и по этому признаку месторождения ее восточной половины более ценны, чем западной.

Перспективы нефтеносности Ферганской депрессии, с учетом данных бурения на 1946 г., освещены в статье С. И. Ильина и А. М. Габрильяна (1948).

З. М. Табасаранский (1946), анализируя результаты газовой съемки, проведенной на различных площадях Средней Азии, приходит к выводу о эффективности применения данного метода, особенно в условиях Ферганы.

Описывая геологическое строение нефтепромысла Андижан и близлежащих площадей (Шаарихан и Бостон), И. П. Зубов и А. М. Хуторов (1948) справедливо рассматривают их как крупные месторождения, в которых промышленная нефть и газ приурочены не только к палеогеновым горизонтам, но, вероятно, и к меловым.

Н. П. Васильковский (1947, 1948_1) сообщает о весьма важном для Средней Азии факте—открытии послеюрских гранитов в Северной Фергане.

В 1947 г. О. С. Вялов (1947_2) предпринимает попытку сопоставления разрезов палеогена Средней Азии с Туркменией и Кавказом, в результате которой, с известной обоснованностью, привязываются выделенные им ярусы среднеазиатского палеогена к общей геохронологической колонке.

Знакомство с палеогеновыми устрицами Кашгара приводит О. С. Вялова (1948_1) к заключению о сходстве их с фауной Средней Азии. В частности, фаунистически доказывается присутствие в Кашгаре сузакского, алайского, туркестанского, риштанского и сумсарского ярусов.

А. И. Осипова (1947), изучавшая литологический состав и фауну нижней части алайского яруса Исфары, отмечает отсутствие здесь самой прибрежной фации моря, которую, таким образом, следует искать где-то к югу, в сторону береговой линии алайского моря.

В 1948 г. нами опубликованы (1948_2) результаты петрографо-минералогического исследования отложений верхнеферганского подотдела Ферганской депрессии, на основании чего для сумсарского века намечены три терригенно-минералогические провинции: циркон-эпидотовая (Южная Фергана), мусковит-ильменитовая (Восточная Фергана) и ильменит-магнетитовая (Северо-западная Фергана).

С. М. Юсупова в докторской диссертации (1948) приходит к выводу о водном (аллювиальном и пролювиально-делювиальном) происхождении лёссов Средней Азии, т. е. по существу к положению, высказанному еще А. П. Павловым (1903), И. А. Преображенским (1914), Ю. А. Скворцовым (1939) и др. Методологический подход С. М. Юсуповой в разрешении столь сложной проблемы, как генезис лёссов

Средней Азии, может служить примером забвения важного указания А. П. Павлова о необходимости широкого геологического (формационного) подхода при изучении этих образований.

В последующие годы (1945—1948) выяснением условий формирования неогеновых конгломератов и разработкой схемы расчленения кайнозойских моласс Ферганы занимался В. В. Клейнберг (1948)$_{1,2}$. Этот исследователь полагает, что идея одновременности проявления эпейрогенических движений по всей Фергане, отстаиваемая В. И. Поповым для неогена и А. М. Габрильяном для мела и палеогена, не отвечает действительности. В связи с этим он пишет: „Теперь можно считать установленным, что эпейрогеническими движениями захватываются отдельные блоки, обладающие значительно более скромными параметрами, чем Ферганская депрессия" (1948$_2$, стр. 17).

К сожалению, подобное категорическое утверждение не подкрепляется В. Г. Клейнбергом соответствующими фактами и поэтому остается в значительной мере декларативным. В лучшем случае такое утверждение свидетельствует о механическом распространении современных условий осадконакопления Ферганы на прежние эпохи, чего, конечно, делать не следует.

Мозаичность вертикальных подвижек, которая в некоторых местах Ферганы сейчас действительно наблюдается и обусловливает размыв осадков на одних участках и накопление их на других, является следствием развития, начиная с неогена, тектонических процессов, охвативших собой почти всю депрессию и чрезвычайно усложнивших ее структурный план, что так убедительно было показано Н. П. Васильковским (1948$_2$).

Ничего не только похожего, но даже сходного мы не в праве ожидать для Ферганы в меловое и палеогеновое время, когда ее современные горные обрамления представляли собой сушу, в значительной мере пенепленизированную, а сама депрессия—область преимущественной аккумуляции.

Достаточно сопоставить морские палеогеновые отложения Северной и Южной Ферганы, чтобы убедиться в одновременности проявления вертикальных движений в пределах всей депрессии.

Трудно согласиться и с другим положением В. Г. Клейнберга (1948$_1$)—об отнесении отложений сумсарского яруса к низам молассовой толщи, так как сумсарский ярус является последним в серии морских образований Ферганы, намечая собой грань между морскими палеогеновыми и вышележащими континентальными молассовыми формациями.

Весьма интересны попытки установления К. В. Курдюковым возраста сухих дельт Южной Ферганы (1948) и мощности четвертичных отложений всей депрессии (1950), исходя из количественного учета твердого стока рек Исфары и Соха, объема их сухих дельт и других показателей.

Произведенные им подсчеты показали, например, что минимальный абсолютный возраст дельт Соха и Исфары равен 100—120 тыс. лет, а мощность четвертичных отложений долины 400 *м*; последняя цифра хорошо согласуется с фактическими данными, полученными при бурении Ванновской опорной скважины.

Б. А. Петрушевский (1948) подчеркивает различия, существующие между Ферганой и межгорными впадинами Северного Тянь-Шаня, объясняя их более поздним заложением (в конце палеогена) последних, в то время как Ферганская депрессия была сформирована еще в конце палеозоя.

В своей докторской диссертации (1949) мощные вертикальные подвижки Тянь-Шаня, достигающие 8—10 *км* по амплитуде, он рассматривает как признак, указывающий на развитие здесь эпипалеогеновой геосинклинальной области. Однако, признавая обратимость платформ в геосинклинали, он тут же, и вполне уместно, оговаривается, что подобная обратимость может происходить лишь в известной мере, так как процесс развития земной коры в целом характеризуется разрастанием платформ за счет геосинклиналей.

С. С. Шульц $(1948)_2$, базируясь на анализе состава и мощности отложений Ташраватской антиклинали, показал, что формирование ее происходило непрерывно в течение всего палеогена, на фоне общего прогиба Ферганской депрессии.

По мнению С. И. Ильина (1949), идея мобилизма не находит подтверждения в тектоническом строении Средней Азии. Он считает, что определяющим фактором в процессе развития земли были вертикальные движения, а горизонтальные перемещения являлись только сопутствующими. В связи с этим С. И. Ильин отрицает надвигание Гондваны на Ангарский материк, которое будто бы особенно ясно выступает в грандиозном смятии на меридиане Джеламского выступа.

Вопросам тектоники предгорной Ферганы посвящена кандидатская диссертация О. А. Рыжкова (1949), в которой представления Э. Аргана и Г. Штилле о жесткой ферганской „плите" подвергаются справедливой критике. Используя данные фациальных и изопахических карт мезо-кайнозоя, а также литологические особенности пород, О. А. Рыжков устанавливает в тектонической истории Ферганской депрессии „. . . появление впадин и поднятий в депрессии, все более запаздывающее в направлении с юга на север. Этим обусловливается смещение в том же направлении участков с наибольшими мощностями отдельных стратиграфических единиц" (1949, стр. 7).

В докладе на I Среднеазиатской литологической сессии Академии наук УзССР В. И. Попов (1945) формулирует определение литологии как науки, выделяя при этом литологию в широком смысле—как науку о геологических формациях, и в узком понимании—как учение об осадочных отложениях.

Г. И. Тесленко (1950) удалось показать, что кремнистые организмы палеогена Ферганы сосредоточены только в двух секциях стратиграфического разреза—в исфаринском и сузакском ярусах. При этом было установлено, что если для отложений исфаринского яруса характерно повсеместное развитие в них радиолярий, то диатомовые водоросли отмечаются лишь в сузакском ярусе Северо-западной Ферганы и далее широко известны в Приташкентском районе.

А. И. Осипова (1949), обрабатывая образцы палеогеновых пород, поднятых из скважин, пробуренных на месторождениях Южный Аламышик, Андижан и Палванташ, приходит к интересным, в некоторых случаях спорным выводам, на которых здесь мы останавливаться не можем, отсылая читателя к главе „Фации".

На основании изучения остракод, найденных в гузанской свите у Муяна и Абшира, М. Н. Грамм (1949_1) высказывается против предположения некоторых исследователей об отсутствии в Ферганской депрессии нижнемеловых отложений. На возможность использования остракод в целях корреляции кайнозойских моласс Ферганы он указывает в другой более обстоятельной работе $(1949)_2$.

Идею последовательной миграции Палеонарына с юга на север, обусловленной мезозойскими и более поздними тектоническими движениями, развивает В. Н. Огнев (1949).

В кандидатской диссертации В. Т. Балахматовой (1949), посвященной фораминиферам палеогена Кызылкумов, приводится ряд соображений о палеогеографии Ферганы. В частности, В. Т. Балахматова считает, что связь между среднеэоценовыми (алайский век) морскими бассейнами Кызылкумов и Ферганы отсутствовала, так как ассоциации фораминифер названных областей резко различны.

Первые попытки более дробного расчленения „немых" толщ мела Северной Ферганы, основанные на учете литологических особенностей пород, принадлежат А. М. Акрамходжаеву и А. Г. Бабаеву (1949).

В публикации 1950 г. О. А. Рыжков (1950_2) вносит существенные уточнения в ареалы распространения „ляканских известняков" нижнего мела, доказывая, вопреки утверждению О. С. Вялова (1936_5), развитие их и в пределах Северо-восточной Ферганы. В другой статье О. А. Рыжков (1950_1) анализирует явление „перекатывания осей" ферганских брахиантиклиналей, выделяя среди них одноосные и многоосные брахиантиклинали, а также структуры гравитационного сползания.

Детальное изучение фауны „экзогировых слоев" Ферганы позволяет С. Н. Симакову (1950) уточнить возраст экзогирового и томазитового горизонтов, принимаемый им за нижний турон.

Обработка фауны гастропод палеогена Ферганы, осуществленная О. С. Вяловым и В. И. Солун (1936_4), выявила полную возможность использования их в качестве местных руководящих видов.

А. Г. Бабаев (1950) проводит типизацию разрезов мела Ферганы, исходя при этом из их стратиграфической полноты. В отличие от О. С. Вялова, этот геолог выделяет только два типа меловых разрезов—неполный, или синг нетично-сокращенный; и полный; неполные разрезы развиты преимущественно в западной, а полные в остальных частях депрессии.

Наблюдая взаимоотношение отложений бухарского яруса и подстилающих свит Ферганы и смежных областей, мы пришли к выводу (1950_3) о развитии „географического несогласия" (Богданов, 1949) на границе мела и палеогена Средней Азии. Это „географическое несогласие" местами (Приташкентский район, Кызылкумы, Нарын и др.) переходит и в явное угловое, о чем можно судить по сообщениям Н. Е. Минаковой (1941), С. А. Кушнарь (1937), А. М. Акрамходжаева и А. Г. Бабаева (1949) и др.

В процессе литологических исследований нам удалось установить наличие стратиграфического несогласия в разрезе палеогена Ташраватской антиклинали, вызвавшего выпадение из него отложений сузакского яруса, и непосредственное налегание алайских горизонтов на бухарские слои (1950_1).

При описании химических карбонатных фаций мела и палеогена Средней Азии нами было подчеркнуто, что Северная Фергана является областью преимущественного развития известняков и доломитов, обогащенных обломочным материалом, в то время как южноферганская полоса характеризуется наличием в ее разрезах огипсованных доломитов (1951_1).

В 1951 г. автор опубликовал схему ритмостратиграфии верхнего мела и палеогена Ферганы, в которой впервые приводится расчленение немых толщ мела северной части депрессии и их сопоставление со свитами южноферганской полосы, содержащими фауну (1951_2).

Принципиально важным для познания генезиса нижнемеловых образований является обнаружение О. А. Рыжковым (1951_2) Cardium sp. в Юго-восточной Фергане. Фауна эта была просмотрена В. П. Ренгартеном, подтвердившим правильность отнесения ее к роду Cardium.

Если к этому добавить факт нахождения С. Н. Симаковым (устное сообщение) морской фауны альба в Восточной Фергане, то можно, по-видимому, говорить о том, что представления о морских условиях образования части нижнемеловых отложений Ферганы в последние годы получает и надлежащее фаунистическое подтверждение.

В работе „Тектоническое развитие Ферганской депрессии в мезозое и кайнозое" О. А. Рыжков (1951_1) в постпалеозойской истории Ферганы намечает этапы проявления интенсивных вертикальных колебательных движений (триас, туркестанский век—современная эпоха), приводивших к дифференциации рельефа, и период равнинно-образовательный, охвативший собой юру, мел и большую часть палеогена (до среднего эоцена включительно).

Результаты детальных минералого-петрографических исследований верхнемеловых отложений можно найти в кандидатских диссертациях А. Г. Бабаева (Юго-западная Фергана) и А. М. Акрамходжаева (Юго-восточная Фергана) (1951).

А. Г. Бабаеву и А. М. Акрамходжаеву удалось не только расчленить разрезы верхнего мела на ряд минералогически обособленных зон и горизонтов, но и сопоставить их между собой в пределах всей южноферганской полосы. Намеченные ими для этих зон и горизонтов минералогические коррелятивы, несомненно, будут использованы в практической деятельности геологов-нефтяников Ферганы.

В публикации 1951 г. М. Н. Грамм (1951_1) подвергает резкой, но мало обоснованной критике геологов, параллелизующих соленосную и гипсоносную свиты Северо-западной Ферганы соответственно с сумсарским и массагетским ярусами остальной части Ферганы. В рассуждениях этого автора обращает внимание одно обстоятельство—широкое использование актуалистических принципов при реконструкции условий обитания ископаемых остракод и полное игнорирование принятого им принципа при попытках доказать возможность накопления мощных пластов соли и гипса в водоемах, не связанных с морским бассейном.

Разрешение этой весьма интересной проблемы генезиса соленосной и гипсоносной толщ Северо-западной Ферганы не может быть достигнуто, конечно, одним изучением фауны остракод, как это, видимо, полагает М. Н. Грамм. Успешное ее разрешение предполагает комплексный подход, в котором немаловажная роль должна принадлежать геохимикам.

Трудно согласиться и с другим положением М. Н. Грамма (1951_2), когда он, убедившись в справедливости отнесения своими предшественниками низов „массагетского яруса" Юго-западной Ферганы к сумсарским отложениям, приходит к заключению об одновременном существовании в Фергане морской („сумсарской") и континентальной („массагетской"), как он называет, фаций.

Подобные переходы морских отложений в синхроничные континентальные представляют собой обычное явление и поэтому не могут служить основанием для оспаривания самостоятельности сумсарского яруса, фаунистически охарактеризованные осадки которого широко известны не только в Фергане, но и в Кызылкумах, в Западной Туркмении (Кюрендаг) и т. д.

В последнее время Н. П. Васильковский (1950), как будто бы, отказывается от своего прежнего взгляда в пользу озерного происхождения химических осадков неогена Северо-западной Ферганы.

Используя фактический материал по четвертичным отложениям Средней Азии, Н. П. Васильковский в 1951 г. выступает в защиту

трехчленного генетического подразделения (делювий, пролювий и аллювий) континентальных образований, предложенного еще А. П. Павловым, подчеркивая при этом, вопреки утверждениям Ю. А. Скворцова, отсутствие в Средней Азии аллювиального лёсса.

Говоря о природе Азиатского горного пояса, Б. А. Петрушевский (1951), вслед за А. Д. Архангельским, склонен видеть в совершающихся здесь ныне процессах признаки, характерные для зарождающейся геосинклинальной области. Допуская, таким образом, обратимость платформы в геосинклиналь, Б. А. Петрушевский тут же вполне уместно оговаривается, что подобные геосинклинали, возникшие в результате переработки платформ, как новообразования должны отличаться рядом специфических признаков от древних геосинклиналей.

С. С. Шульц (1950), подчеркивая превалирующую тенденцию поднятия территории Средней Азии, склонен рассматривать ее как платформенную, хотя и мобильную, область.

В период с 1949 по 1951 г. появился ряд рукописных работ литолого-палеоэкологического плана, посвященных палеогену Ферганы. Выполнены они были под общим научным руководством Р. Ф. Геккера.

Наиболее крупной и принципиально важной среди этих работ является монография Р. Ф. Геккера, А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской (1951), весьма детально освещающая осадки и историю развития Ферганского палеогенового залива, условия обитания в нем фауны и флоры и многие другие вопросы. Особенный интерес в этой работе представляют фациальная характеристика осадков зоны литорали Ферганского бассейна, впервые осуществленная с исключительной тщательностью и обоснованностью, вывод о генетической связи устриц Turkostrea и Fatina, до сих пор рассматривавшихся как самостоятельные роды, и, наконец, убедительные доказательства перехода отложений литорали в синхроничные континентальные образования по мере движения к северным обрамлениям депрессии.

Палеоэкологическое изучение палеогеновых моллюсков позволило Е. В. Ливеровской (1949) прийти к заключению о том, что процессы нефтеобразования в ферганском бассейне протекали в эпохи, когда условия осадконакопления более всего отклонялись от нормально морских.

Н. К. Быкова (1951), в результате исследования фауны фораминифер ферганского палеогена, пришла к выводу о существенной роли в отдельные этапы развития ферганского залива (сузакский и туркестанский века) бореальных трансгрессий. Свои выводы автор подкрепляет ссылкой на работу И. А. Коробкова (1946). Однако при ознакомлении с этой работой мы не нашли в ней каких-либо прямых указаний для столь категорического утверждения о бореальных трансгрессиях в районы Средней Азии.

Во всяком случае у нас еще нет оснований отрицать тесную связь мезо-кайнозойских бассейнов Ферганы с южными морями Тетиса.

В 1952 г., в то время, когда настоящая работа была близка к завершению, появилась публикация С. Н. Симакова, в которой поставлен вопрос о необходимости пересмотра схемы стратиграфии палеогена Средней Азии, в свое время предложенной О. С. Вяловым.

Особенно существенные коррективы С. Н. Симаков вносит в схему стратиграфии согдийского отдела и нижнеферганского подотдела палеогена. Основанием к этому он считает: 1) нахождение в разрезах Северной Ферганы типичных сузакских устриц Ostrea hemiglobosa

Rom. и Gryphaea errara Vial. совместно с Ostrea kalizkyi Vial. и O. bellovacina Lam. var. trinkleri Böhm.; 2) факты установления в последние годы в Исфаре фауны „каратагского комплекса" стратиграфически ниже слоев с комплексом „капланбекской" фауны.

Исходя из этого, С. Н. Симаков считает названные комплексы фауны не синхроничными, как это предполагалось до сих пор, а разновозрастными. В частности „каратагский комплекс", по его мнению, сузакского возраста. Что касается „капланбекского комплекса", то, отмечая широкое вертикальное распространение развитых в нем корбулид, слои с этой фауной в разрезе Исфары он даже относит к алайскому ярусу.

Действительно, накопившийся за последние годы фактический материал свидетельствует о более сложных взаимоотношениях „каратагского" и „капланбекского" комплексов фауны, чем это представлялось до сих пор. Однако предлагаемое С. Н. Симаковым решение этого вопроса, как нам кажется, не единственно возможное. В частности, не исключена возможность более широкого вертикального распространения сузакских форм в согдийском отделе палеогена Ферганы. Также недостаточно убедительны ссылки С. Н. Симакова на нахождение Corbula angulata Lam. в отложениях бартонского яруса Парижского бассейна, поскольку против подобной синхронизации слоев, содержащих одну и ту же „руководящую" фауну, для удаленных друг от друга площадей, выступал еще Н. А. Головкинский (1869_1), а в последнее время Л. Ш. Давиташвили (1939) и Т. Г. Сарычева (1952).

Учитывая отсутствие надлежащим образом разработанной и обоснованной новой схемы стратиграфии палеогена Ферганы, мы нашли возможным в нашей работе придерживаться схемы, предложенной О. С. Вяловым.

Заканчивая обзор исследований Ферганы за последний период (1938—1952 гг.), попытаемся резюмировать некоторые основные положения.

Прежде всего, рассмотренный период может быть охарактеризован как период появления крупных обобщающих работ, среди которых выделяются работы В. И. Попова по кайнозойским формациям Средней Азии, Н. П. Васильковского по стратиграфии и вулканизму верхнего палеозоя Западного Тянь-Шаня, Р. Ф. Геккера и соавторов по осадкам Ферганского палеогенового залива и условиям обитания в нем фауны и флоры, Ю. А. Скворцова по четвертичным отложениям Средней Азии, С. С. Шульца по новейшей тектонике Тянь-Шаня, исследования Д. В. Наливкина, Б. А. Петрушевского, А. В. Пейве по вопросам палеогеографии и истории развития тектонических структур Средней Азии и Казахстана.

Даже приведенный краткий перечень наиболее важных работ этого периода показывает, насколько возросла роль местных, среднеазиатских геологов в изучении обширной территории Средней Азии и синтеза накопившегося обширного фактического материала.

В области познания нефтяных месторождений Узбекистана, Таджикистана и Киргизии были также достигнуты серьезные успехи, в результате чего Средняя Азия заняла одно из видных мест в балансе нефтедобычи СССР. Была доказана и теоретически и практически полная несостоятельность господствовавшей до того концепции К. П. Калицкого о первичном характере нефтяных скоплений, а также внесены соответствующие коррективы в представления В. Б. Порфирьева о едином очаге нефтеобразования (юра) для всех месторождений Средней Азии.

Меловые и палеогеновые отложения, являющиеся в настоящее время главными нефтеносными комплексами, получили достаточно полное освещение в части их стратиграфии, литологии и палеогеографии.

Начало систематических детальных палеоэкологических, микрофаунистических и литологических, в том числе и минералого-петрографических исследований мезо-кайнозойских формаций Средней Азии является, пожалуй, одной из наиболее характерных черт данного периода.

В области региональной геологии Средней Азии была окончательно доказана вся искусственность и надуманность построений в части „Ферганской флексуры", будто бы спаявшей северные дуги Тянь-Шаня с центральными (Д. Мушкетов, 1919), поднятия Ферганской долины в современную эпоху за счет опускания Алайского хребта (Д. Мушкетов, 1934) и т. д.

Наряду с этим, многочисленные исследования, посвященные вопросам оро-тектонического районирования Туркестана, в общем подтвердили правильность трехчленного подразделения „дуг" Средней Азии, предложенного Д. В. Наливкиным еще в 1925 г., внеся в него лишь отдельные коррективы, по сути дела, не меняющие основной идеи Д. В. Наливкина.

В приведенном кратком обзоре предшествовавших исследований Ферганы мы пытались возможно полно охватить все работы, касающиеся региональной геологии Средней Азии, ее мезо-кайнозойского комплекса и полезных ископаемых, связанных с ним, не останавливаясь на истории изучения палеозойских образований.

Но даже при таком ограничении своих задач автор ясно отдает себе отчет в том, что обзор этот, конечно, не учитывает всех без исключения работ, опубликованных по Фергане. Однако этот недостаток, к сожалению, является неизбежным при подобного рода попытках.

Глава II

ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕГО МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА ФЕРГАНЫ

Во избежание загромождения текстовой части работы, здесь дается только характеристика свит и пачек, слагающих опорные разрезы, с использованием их фаунистических и литологических особенностей.

Описание разрезов начинается с северо-западного угла Ферганской депрессии, с Шайданского района (рис. 1) и дальше продолжается по направлению вращения часовой стрелки. Описание всюду ведется стратиграфически снизу вверх; в дальнейшем это обстоятельство специально не оговаривается.

1. ШАЙДАН

Разрез верхнемеловых и палеогеновых пород Шайданского района изучен по естественным обнажениям, расположенным в 6 *км* к востоку от кишлака Шайдан, являющегося административным центром Аштского района, Ленинабадской области Таджикской ССР.

Здесь, в южных предгорьях Кураминского хребта, среди палеозойских, преимущественно сланцевых, образований, на небольшой площади развиты верхнемеловые и палеогеновые отложения.

Последние имеют моноклинальное падение на юг и с резким угловым несогласием залегают на подстилающих их палеозойских породах.

В 1948 г. нами в данном месте записан следующий разрез (рис. 3).

1. Экзогировая свита (сеноман—турон); пласты № 1—18; обр. № 827—851; М.—27,45 *м*.

По литологическому составу экзогировая свита Шайдана может быть подразделена на две пачки.

Нижняя, песчано-карбонатная пачка (пласты 1—8), мощностью 11,30 *м*, сложена в основном крепкими зеленовато-серыми, серыми, неслоистыми, местами комковатыми известняками, нередко обогащенными песчано-глинистым материалом. В подошве известняки переслаиваются с грубозернистыми, плохо отсортированными песками, песчаниками сиреневых и красных тонов. В песчаниках часто встречаются обломки палеозойских гранит-порфиров. В известняках наблюдаются остатки макрофауны, обычно плохой сохранности. О. С. Вялову отсюда удалось определить Exogyra turkestanensis Bornem.—форму, которая позволила ему параллелизовать содержащие ее слои Шайдана с экзогировой свитой Южной и Восточной Ферганы.

Верхняя пачка, мощностью 16,15 *м*, сложена преимущественно разнозернистыми плохо отсортированными песчаниками, с подчинен-

ными пропластками песчанистых известняков и мягких тонколистоватых глин, окрашенных в шоколадно-бурые тона.

В отличие от предыдущей пачки, фауна здесь отсутствует.

2. Свита песков Яловач (сеноман—турон); пласты № 19—40; обр. № 852—871; М.—47,05 *м*.

Свита песков Яловач в Шайдане представлена розовато-желтыми, красными и светло-желтыми разнозернистыми песчаниками и песками, в средней части и ближе к кровле чередующимися с пластами темно-розовых слюдистых алевритов, алевролитов и глин. За исключением одного экземпляра Haplophragmoides sp., других органических остатков в данной свите обнаружить не удалось.

В целом для описываемых пород характерно резкое уменьшение карбонатов в составе их цемента, что обособляет эту свиту от предыдущей—экзогировой.

3. Бухарский ярус (палеоцен); пласты № 41—46, обр. № 872—878; М.—7,60 *м*.

Бухарские соли со скрытым стратиграфическим несогласием ложатся на отложения свиты Яловач. Они сложены в основном доломитами, известняками и мергелями и четко обособляются в разрезе от вмещающих их гипсоносно-глинистых и песчаниковых пачек.

Доломиты и известняки обычно крепкие серые, светло-зеленые, как правило, плохо пористые, нередко с остатками мелких пелеципод (ядра). Количество последних местами настолько возрастает, что карбонаты переходят в мелкоракушечные разности.

Ближе к кровле карбонаты переслаиваются с пропластками розовато-сиреневых глин и светло-зеленых песчанистых алевролитов.

На литограмме бухарские слои резко выделяются среди вмещающих пород максимумов на кривой содержания CO_2 (рис. 3).

4. Сузакский ярус (палеоцен—нижний эоцен); пласты № 47—61; обр. № 879—893; М.—49,10 *м*.

По литологическому составу породы сузакского яруса могут быть подразделены на две пачки.

Нижняя пачка, мощностью 22,85 *м*, состоит из различно окрашенных (голубовато-зеленых, табачных, темно-бурых) глин, обогащенных по многочисленным трещинкам выделениями комковатого и волокнистого гипса.

Верхняя пачка, мощностью 26,25 *м*, сложена светло-серыми мелкозернистыми, хорошо отсортированными песчаниками, в кровле с подчиненными пропластками розовых известковистых алевритов.

Песчаники, как правило, не вскипают от действия HCl и только в верхней половине пачки становятся слабо известковистыми.

В глинах пл. № 54, 55 встречены фораминиферы Haplophragmoides laciniosus Bykova, Haplophragmoides sp., Gaudryina sp., позволяющие отнести описываемые слои к сузакскому ярусу.

5. Алайский ярус (средний эоцен); пласты № 62—73; обр. № 894—907; М.—20,25 *м*.

Двучленное строение алайского яруса легко подмечается в естественных обнажениях.

Внизу он сложен пятиметровой пачкой светло-зеленых, зеленовато-охристых мягких глин, по трещинкам обогащенных гипсом. Ближе к подошве глины становятся несколько алевролитовыми.

Верхняя часть, резко выступающая в рельефе, представлена пачкой очень крепких светло-розовых, светло-зеленых известняков, с редкими прослоями доломитов.

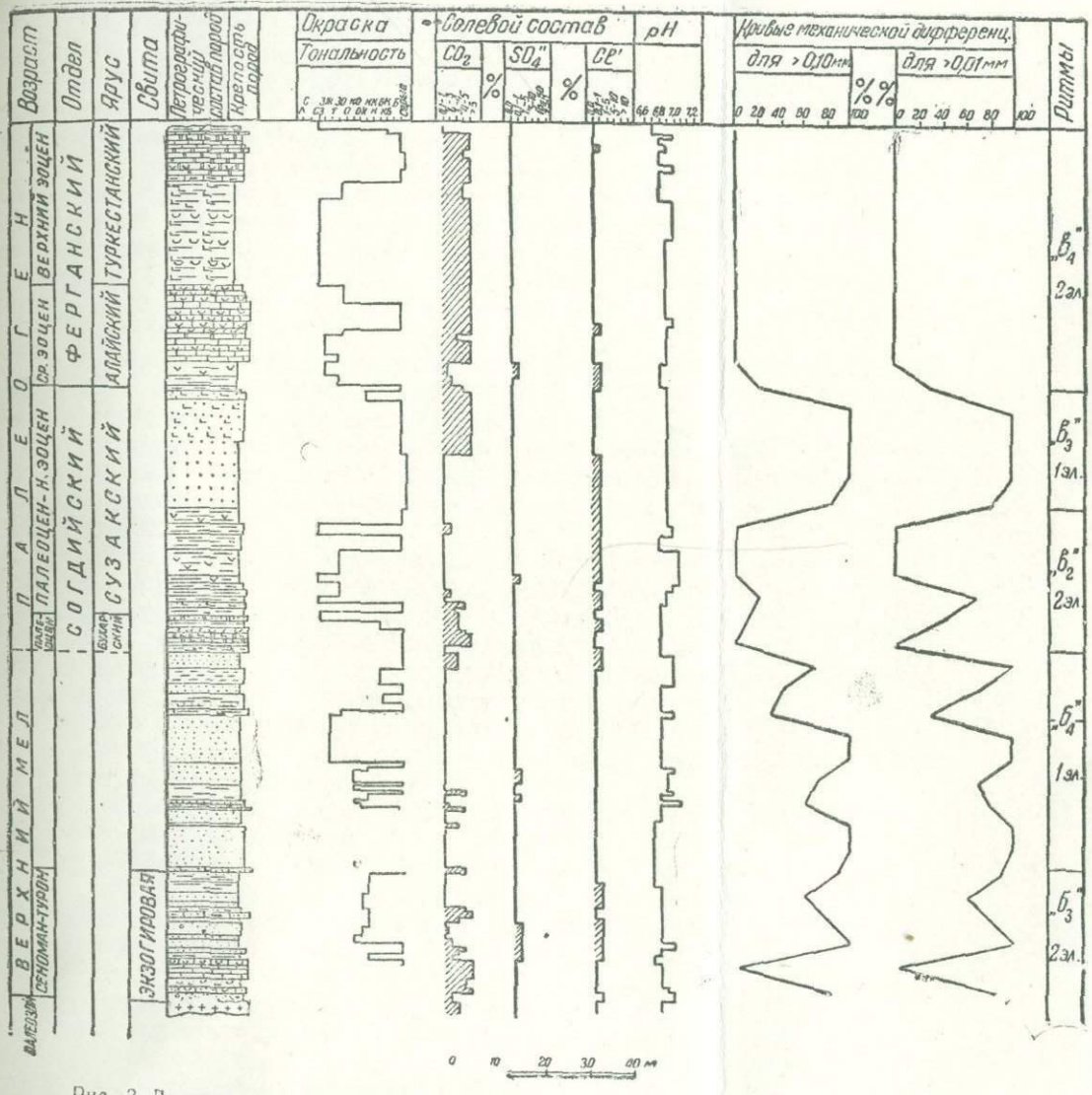


Рис. 3. Литограмма верхнемеловых и палеогеновых отложений Шайданского района.
Составил А. М. Габрильян.

Известняки местами, вследствие скопления в них большого количества остатков фауны, переходят в мелкоракушечные разности.

Среди устриц здесь отмечается обычная для алайского яруса руководящая форма—*Ostrea turkestanensis Rom.*, позволяющая без особого труда выделить в разрезе данный ярус.

Общая мощность карбонатной пачки 15, 25 *м*.

6. Туркестанский ярус (верхний эоцен); пласты № 74—78; обр. № 908—926; М.—34, 50 *м*.

Отложения туркестанского яруса так же, как и алайского, состоят внизу из глин, сменяющихся выше пачкой карбонатных, преимущественно доломитовых пород.

Глины мягкие, темно-зеленые, табачные, зеленовато-охристые, известковистые, с отдельными прослоями глинистых ракушечников, характерных для данной секции стратиграфического разреза палеогена Ферганы. Мощность глинистой пачки 22,10 *м*.

Присутствие здесь в большом количестве Gryphaea esterhazyi Pav. не оставляет никаких сомнений о принадлежности этих слоев к туркестанскому ярусу.

Доломиты, слагающие верхнюю карбонатную пачку, обычно крепкие, белые, местами рыхлые, „мучнистые", с большим количеством мелких пелеципод весьма плохой сохранности.

Известняки появляются только в самой кровле пачки, в виде очень крепких темно-и светло-серых, пелитоморфных, мелкокристаллических разностей. Местами они сравнительно пористые и заметно огипсованные.

Некоторые геологи, в частности Ф. Л. Чернышев, отмечают в Шайдане глины риштанского яруса, однако нам их обнаружить не удалось. В маломощных прослоях ярко-зеленых глин (мощн. 1,10 *м*), залегающих над карбонатной пачкой туркестанского яруса, микрофауны риштанского яруса не установлено, поэтому они, по-видимому, также принадлежат к отложениям туркестанского яруса.

Глины эти сверху перекрыты мощными наносами, вследствие чего трудно судить о наличии или отсутствии здесь вышележащих свит стратиграфического разреза.

Общая мощность верхнемеловых отложений Шайдана равна 74,5*м*, а палеогеновых—111,5 *м*.

Рассматривая литограмму Шайдана в целом (рис. 3), нетрудно заметить, что по характеру кривых солевого состава ясно намечаются отдельные секции стратиграфического разреза, отличающиеся преобладанием какого-либо аутигенного компонента среди слагающих их пород.

Так, кривая содержания CO_2 обнаруживает три максимума, приходящиеся на экзогировую свиту, бухарские слои и породы нижнеферганского подотдела. Сузакский ярус и свита песков Яловач, наоборот, характеризуются практически полным отсутствием кальцита в составе пород и их цемента, взамен которого нередко появляются хлориды, а иногда и сульфаты.

Наконец, не менее ясно на кривых механической дифференциации подмечается полное исчезновение песчаной и алевритовой фракций в отложениях алайского и туркестанского ярусов.

Естественно, что отмеченные закономерности являются не случайными, а обусловлены особенностями физико-географических условий накопления осадков.

II. ВАРЗЫК

Верхнемеловые и палеогеновые породы Варзыка изучены по естественным обнажениям, находящимся в 2—2,5 *км* к востоко-юго-востоку от селения Кара-Курган, Чустского района, Наманганской области Узбекской ССР (см. рис. 1).

Здесь верхнемеловые и палеогеновые отложения собраны в большую антиклинальную складку почти широтного простирания, раскрывающуюся на запад, где она примыкает по тектоническому контакту к палеозойским образованиям.

В ядре Варзыкской антиклинали выступают „чемые" красноцветные и пестроцветные обломочные породы верхнего мела, сменяющиеся на крыльях палеогеновыми, фаунистически охарактеризованными, слоями.

Нами в 1939 г., а затем в 1948 г. в данном месте записан следующий разрез (рис. 4).

1. **Лиловая свита** (верхний мел?); пласты № 1—10; обр. № 354—361; М.—13,6 *м*.

Неоднородная по составу свита, состоящая внизу из плотного „сливного" серого известняка, сменяющегося кверху прослоями сиреневых, лиловых и иных оттенков глин, чередующихся с крепкими обычно мелкогалечными конгломератами. Изредка встречаются пропластки плотных мелкозернистых известковистых песчаников.

Галька конгломератов состоит из песчаника (54%), кварца (23%), известняка (14%) и кремния (9%). Средний размер галек, среди которых резко преобладают угловатые и полууглова̀тые обломки (80—85%), равен 0,3—0,4 *см*, хотя отмечаются и более крупные—до 4—6 *см* в диаметре. Цемент конгломератов песчано-известковистый.

Наиболее характерным признаком свиты является сиреневая и лиловая окраска ее глинистых прослоев, благодаря чему она и получила свое название.

Никаких органических остатков в свите обнаружить не удалось, поэтому отнесение ее к верхнему мелу несколько условно и будет аргументировано в следующей главе.

Поскольку отложения лиловой свиты слагают ядро Варзыкской антиклинали и вследствие этого контакт ее с нижележащими слоями не зафиксирован, приведенная мощность в 13,6 *м* является неполной.

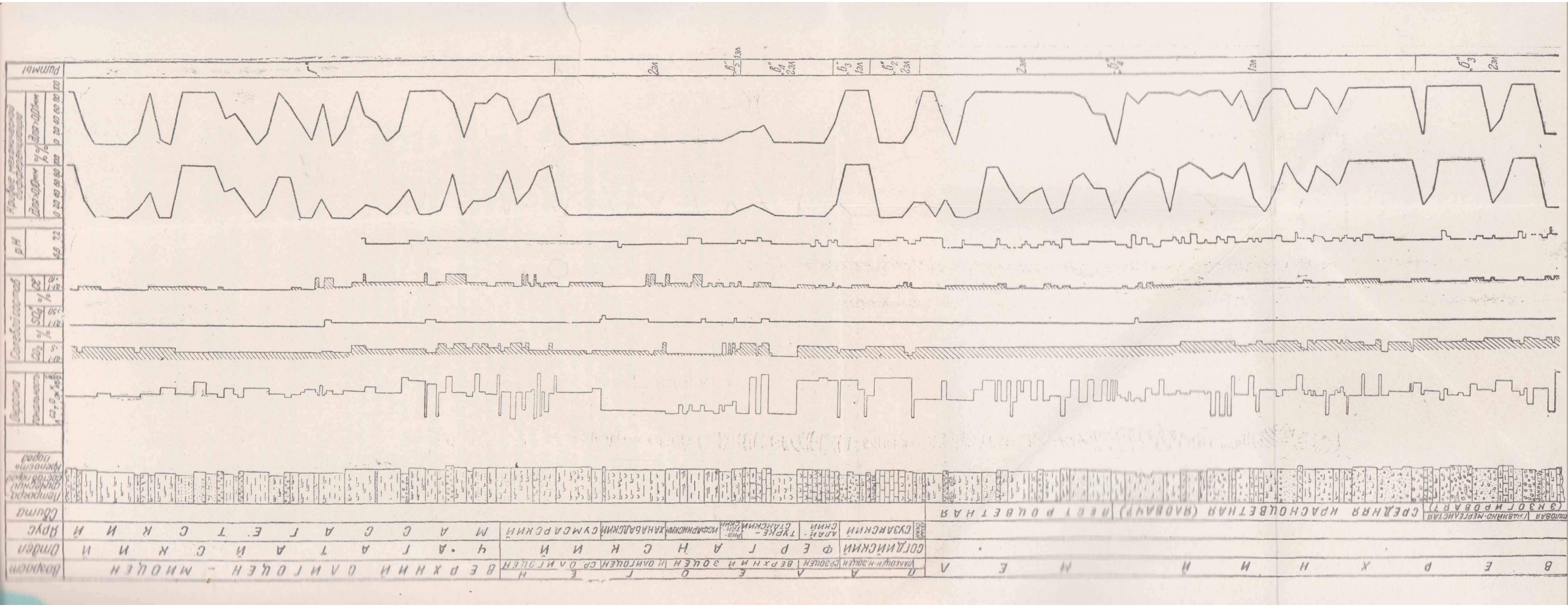
2. **Гравийно-мергелистая свита** (верхний мел?); пласты № 11—27; обр. № 362—380; М.—49,85 *м*.

Как следует из самого названия, характерным для рассматриваемой свиты является чередование мергелей, глинистых известняков с гравийниками, иногда переходящими в конгломерат.

Глинистые известняки и мергели крепкие, розоватые; в обнажениях образуют шаровые отдельности. Мергели, как правило, обогащены терригенными, преимущественно гравийными включениями, хотя иногда встречается и галька размером 2—4 *см* в поперечнике. Гравийники плохо отсортированные, красновато-бурые с песчано-известковистым цементом.

Среди конгломератов преобладают мелкогалечные разности; средний размер обломков равен 1,5 *см* в диаметре. В составе обломков доминируют песчаники (65—70%); кварцевая и известняковая галька резко подчинены и составляют собственно 20—25% и 5—10%.

Соотношение песчано-известкового цемента и обломочной части конгломератов непостоянное и варьирует от 1 : 1 до 1 : 4; угловатых и угловато-окатанных галек содержится 60—65%.


Индекс
Литология
Пористость
Песчанистость
Нефтенасыщенность
Водонасыщенность
Кровля пласта
Подошва пласта
Общая мощность
Эффективная мощность
Удельное сопротивление
Диаметр скважины
Верхний олигоцен - миоцен
Нижний олигоцен
Средняя красноцветная (майкопская)
Нижняя (главным-мергельистая)
Зюдранская
Сызранский
Ундорский
Ферганский
Туркестанский
Арамийский
Болтышский
Верхний олигоцен
Нижний олигоцен
Майкопский
Чокракский
Караганский
Сарматский
Хазарский
Ферганский
Туркестанский
Араван-Сынинский
Болтышский
Средняя красноцветная (майкопская)
Нижняя (главным-мергельистая)
Зюдранская

Нередко в мощную пачку конгломератов вклиниваются линзы весьма плохо отсортированных, косослоистых, разнозернистых песчаников (рис. 5).

Лиловая и гравийно-мергелистая свиты Варзыка параллелизуются нами с экзогировой свитой Восточной и Южной Ферганы и таким образом условно датируются как сеноман-турон.

3. **Средняя красноцветная свита** (верхний мел); пласты № 28—94; обр. № 381—449; М.—147,10 *м*.

Красноцветная свита сложена главным образом разнообразными обломочными породами, от конгломератов до глинистых алевритов и глин, лишь изредка перемежающихся с маломощными горизонтами глинистых известняков и мергелей.

Уменьшение роли карбонатных пород в составе данной свиты обособляет ее от предыдущей.

Конгломераты красновато-бурые, местами серые, известковистые, то крепкие, то рыхлые. В составе гальки преобладают песчаники (73%); на долю кремневых и известняковых обломков приходится соответственно 14 и 13%.

Наиболее распространены в описываемой свите песчаники и гравийники, нередко с переходными между ними разностями.

Песчаники обычно грубозернистые, гравийниковые, серые, розовые, кирпично-красные и других тонов; гравийники тех же розовых и светло-серых оттенков, как правило, плохо отсортированные, с преобладающими (70—80%) размерами обломков от 5 до 15 *мм*. Как песчаники, так и гравийники чаще всего имеют известковистый цемент.

Алевриты и глины известковистые, более интенсивно окрашены в кирпично-красные, темнорозовые, иногда в лиловые тона и часто обогащены кварцевыми зернами размером до 4—6 *мм*. Изредка в песчаниках (пл. № 50) наблюдается косая слоистость. Мергели, встречающиеся здесь, комковатые, пестроокрашенные (розовые, бурые и светло-серые) и содержат включения зерен песка и алеврита.

Известняки очень крепкие, преимущественно светло-зеленые, но также обогащены терригенным (кварцевым) материалом. Органических остатков в свите обнаружить не удалось.

Плохая отсортированность обломочного материала, приводящая к развитию паттума, и доминирование кирпично-красных и розовых тонов в окраске пород—характерные признаки средней красноцветной свиты Варзыка, которая сопоставляется нами с песками Яловач Южной Ферганы.

4. **Пестроцветная свита** (верхний мел?); пласты № 95—130; обр. № 450—479; М.—90,0 *м*.

В строении пестроцветной свиты главная роль принадлежит известковистым алевро-пелитам, окрашенным в кирпично-красные, лиловые, розоватые и светло-зеленые тона.

Прослои известняков и мергелей здесь, как и в предыдущей свите, практически отсутствуют.

Наряду с переходами глин в алевриты, как те, так и другие нередко плохо отсортированы и содержат включения зерен песка, а местами даже и гравия.

Песчаники и гравийники сосредоточены в основном в средней части свиты. Песчаники имеют характерную для всей свиты пеструю (розовую, светло-зеленую) окраску, известковистые, разнозернистые; преобладают мелко- и тонкозернистые разности, обнаруживающие в некоторых прослоях косую слоистость.

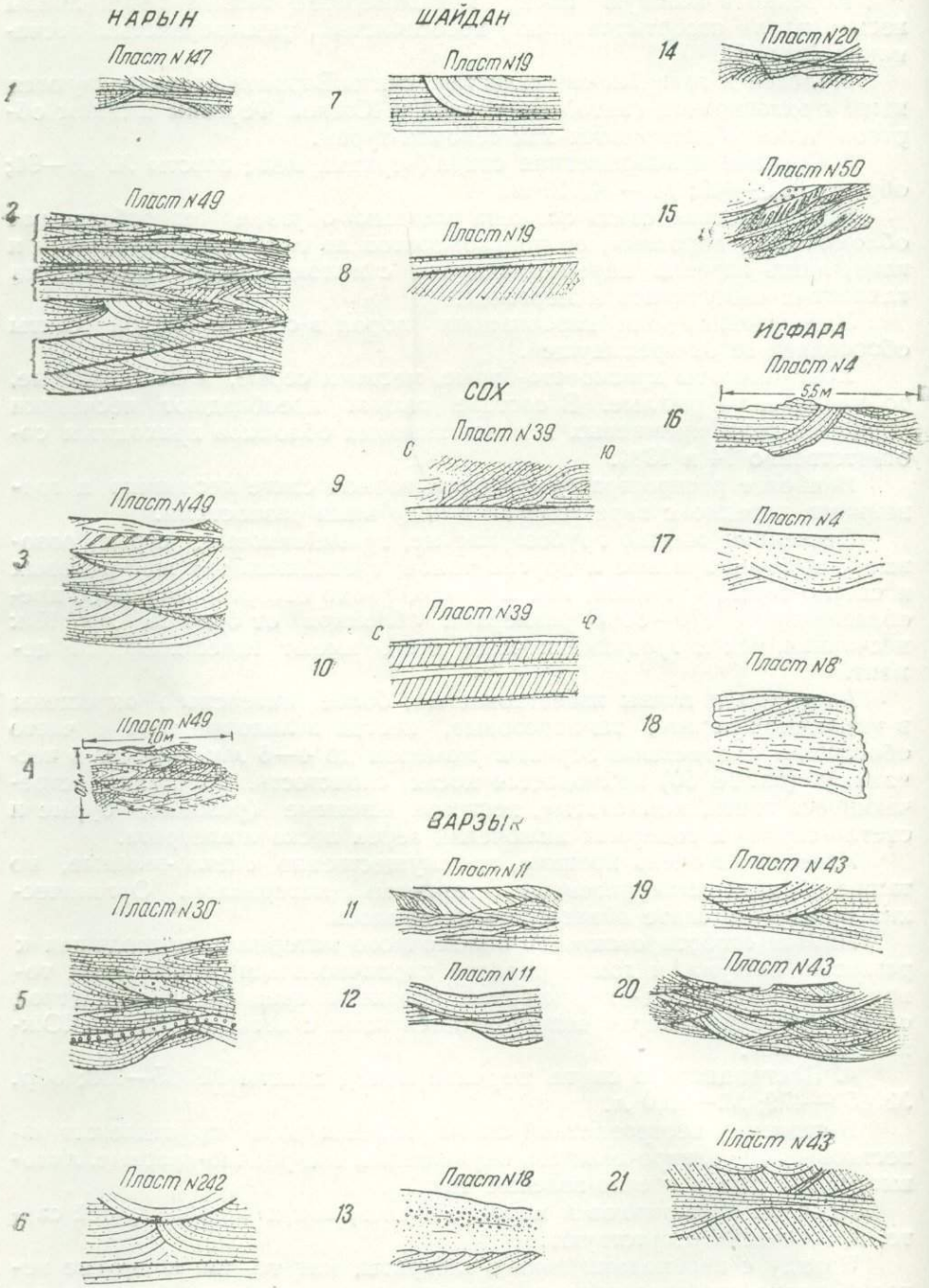


Рис. 5. Типы косой слоистости меловых отложений Ферганской депрессии.

1—5, 14—15—речной тип косой слоистости (к. с.) 7 (?), 8—10—тип к. с. периодических потоков. 11—13— дельтовый тип к. с. 6, 19—21—прибрежный морской тип к. с.

Гравийники кварцевые, крепкие, светло-серые, иногда переходящие в конгломерат. Почти в самой кровле свиты расположен пласт светло-серого крепкого конгломерата с галькой в 2—3 *см* в поперечнике, состоящей преимущественно из кремния.

Для некоторых прослоев алевро-пелитов кровли характерны многочисленные мергелистые конкреции светло-зеленого и розового цвета.

Органических остатков в пестроцветной свите не найдено: руководствуясь литологическим составом и окраской слагающих ее пород, мы параллелизуем ее с пестроцветной (сенон) свитой южноферганской полосы.

Общая мощность верхнемеловых отложений Варзыка равна 300 *м*.

5. **Бухарский ярус** (палеоцен); пласты № 131—133; обр. № 480—487; М.—4,25 *м*.

Бухарские слои с достаточно отчетливыми следами размыва ложатся на подстилающие их горизонты пестроцветной свиты.

В основании бухарского яруса прослеживается пропласток, мощностью 0,25 *м*, очень крепкого мелкогалечного конгломерата, состоящего главным образом из обломков кремня 1—2 *см* в диаметре.

Выше они сменяются пестрым песчанистым алевролитом, а затем крепкими светло-зелеными, известковистыми, грубозернистыми, гравийниковыми песчаниками.

В подошве последних наблюдается большое количество кремневой, обычно хорошо окатанной гальки, размером до 3—5 *см* в диаметре.

Из данного песчаникового горизонта определены Ostrea kalizkyi Vial., Ostrea bellovacina Lam. var. trinkleri Böhm., Pectunculus sp. Первая из перечисленных форм указывает на принадлежность содержащих ее слоев бухарскому ярусу.

6. **Сузакский ярус** (палеоцен—нижний эоцен); пласты № 134—145; обр. № 488—501; М.—32, 55 *м*.

Сузакский ярус по составу слагающих его пород легко подразделяется на три пачки.

Нижняя пачка представлена кирпично-красными и зеленовато-серыми алевролитовыми глинами; мощность ее 4,3 *м*. Глины обогащены по многочисленным, различно ориентированным трещинкам волокнистым гипсом. В кровле отмечаются остатки мелкой фауны плохой сохранности.

Средняя пачка, мощностью 11,10 *м*, состоит из очень крепких белых, серовато-зеленых, пелитоморфных известняков, содержащих остатки устриц. Однако они настолько плотно „вмонтированы" в породу, что отобрать более или менее целый экземпляр не представляется возможным.

Среди макрофауны распознаются руководящие для сузакского яруса Ostrea hemiglobosa Rom., а также крупные гастроподы.

Верхняя пачка сложена светло-зелеными, в различной степени сцементированными, плохо отсортированными гравийниками, кирпично-красными алевритами, песчаниками и плотным мясо-красным глинисто-гравийниковым паттумом; мощность—17,15 *м*.

Гравийники в кровле переходят в конгломераты, галька которых достигает 10 *см* в поперечнике при среднем размере обломков 2—3 *см*. При этом интересно, что, наряду с кремневой галькой, в конгломератах встречаются обломки известняка из нижележащего пласта сузакского яруса. Подобный факт, в сочетании с весьма резким фациальным переходом пород по вертикали, свидетельствует о размыве, имевшем место на границе сузакского и алайского ярусов.

7. Алайский ярус (средний эоцен); пласты № 146—157; обр. № 502—519; М.—20,10 *м*.

Отложения алайского яруса представлены исключительно карбонатами — известняками, в нижней половине чередующимися с доломитами.

Известняки крепкие, очень крепкие, светло-серые, светло-зеленые, как правило, плохо пористые, с отдельными прослоями пористых разностей; обогащены терригенным (кварцевым) материалом размером до 1—2 *мм* в диаметре.

Прослои доломитов в естественных обнажениях трудно отличимы от известняков, и только микроскопическое изучение карбонатов с применением хроматической реакции позволяет установить, имеем ли мы дело с доломитом или известняком.

Как те, так и другие содержат большое количество остатков устриц, скопления которых приводят к развитию местами доломитов и известняков-ракушечников.

Находки в описываемых слоях Ostrea turkestanensis Rom. не оставляют сомнения в принадлежности их алайскому ярусу.

8. Туркестанский ярус (верхний эоцен); пласты № 158—166; обр. № 520—542; М.—25,70 *м*.

По литологическим особенностям пород, слагающих туркестанский ярус, он может быть подразделен на две пачки.

Нижняя—мощностью 11,90 *м*, состоит из мягких темно-зеленых и табачных тонов глин, переслаивающихся с глинистыми ракушечниками, переполненными крупными устрицами. Среди последних определены Fatina esterhazyi Pav., F. böhmi vial. var. transita Vial., F. nude Vial., F. beldersaiensis Gor. var. romanovskyi Böhm.. F. esterhazyi Pav. var, buchsei Grew.—виды, характерные для туркестанского яруса.

Верхняя пачка, мощностью 13,80 *м*, представлена известняками, иногда доломитами, с подчиненными прослоями мергелей, алевролитов и паттума.

Известняки обычно крепкие, белые, светло-зеленые, с отдельными пористыми участками; местами обогащены терригенным (песчаным) материалом.

Доломиты, как правило, известковистые, хорошо пористые, ноздреватые, пропитанные окисленной нефтью; вследствие заметного скопления в них небольших гастропод, они нередко переходят в мелкоракушечные разности

Карбонаты в верхней половине содержат остатки устриц, среди которых встречаются те же виды, что и в подстилающих их глинах.

9. Риштанский ярус (верхний эоцен); пласты № 167—181; обр. № 543—547; 3^1—14^1; М.—10,40 *м*.

Отложения риштанского яруса со следами размыва залегают на подстилающих слоях. Основная роль здесь принадлежит глинам и алевролитам, в нижней половине перемежающимся с подчиненными прослоями известняков и мергелей.

Глины и алевролиты окрашены в различные тона (зеленовато-охристые, табачные, темно-серые и др.), нередко заметно огипсованы; содержат остатки Platygena asiatica Rom, и Ostrea sp. Platygena asiatica Rom. является руководящей формой риштанского яруса.

Известняки обычно маломощные, голубовато-серые, глинистые, пелитоморфные и по внешнему виду сходны с мергелями данного яруса. В подошве последнего залегает пласт серой, сильно перемятой известковистой глины с включениями мелкой кремневой гальки.

В пластах № 177—181 определены следующие виды фораминифер: Miliolina sp. 3, Haplophragmoides sp., Nonion ex gr. laevis d'Orb.,

Elphidium rischtanicum Bykova, Cibicides sp., Cibicides vialovi Bykova.

Последний вид дает возможность наметить границу между ришстанским и исфаринским ярусами.

10. Исфаринский ярус (верхний эоцен); пласты № 182—197; обр. № 15[1]—32[1]; М.—24,70 *м*.

Данная секция стратиграфического разреза представлена исключительно глинистыми отложениями.

Глины весьма плотные, иногда мягкие, синевато-зеленые, зеленовато-охристые, бурые, не вскипающие от действия HCl. По трещинам и наслоению пород отмечаются многочисленные налеты ярозита, а также выделения гипса и гидроокислов железа.

Некоторые пласты при выветривании образуют на обнажениях щебенку, хрустящую под ногами, столь характерную для кремнистых глин исфаринского яруса Ферганы.

11. Ханабадский ярус (нижний олигоцен); пласты № 198—201; обр. № 33[1]—45[1]; М.—29,95 *м*.

Ханабадский ярус так же, как и исфаринский, сложен глинами, но в отличие от них здесь они нередко известковистые, окрашены в яркие синевато-зеленые тона и содержат большое количество отпечатков ребристых пелеципод; кроме того, в глинах исчезают налеты ярозита и выделения гипса.

В самой кровле яруса прослеживается пласт небольшой мощности зеленовато-охристого мелкоракушечного мергеля, содержащего гастроподы и пелециподы.

В глинах обнаружена микрофауна, среди которой определены следующие виды фораминифер: Haplophragmoides ex gr. Brady, H. ex gr. canariensis d'Orb., Spiroplectammina tuaevi Morosova, Trochammina aff. diagonis Carsey, Cristellaria sp., Bulimina elongata d'Orb., Discorbis ferganensis Bykova, Asterigerina sp., Milliolina ex gr. seminulum Linne и др.

Приведенный комплекс фораминифер характерен для ханабадского яруса Ферганской депрессии.

12. Сумсарский ярус (средний олигоцен); пласты № 202—235; обр. № 46[1]—106[1]; М.—46,50 *м*.

Отложения сумсарского яруса внизу представлены пачкой мощностью 20,60 *м* плотных красных („малиновых"), охристо-красных, известковистых, нередко алевритовых глин, сменяющихся кверху сложно построенной пачкой чередующихся между собой известковистых песчаников, гравийников и песчанистых глин.

Породы верхней пачки окрашены в различные (зеленовато-желтые, охристо-красные, синевато-зеленые, серые и др.) тона; мощность их равна 25,90 *м*.

В глинистых пластах № 202—203, наряду с макрофауной плохой сохранности, обнаружены фораминиферы, среди которых определены: Haplophragmoides sp., Spiroplectammina tuaevi Morosova, Heterostomella sp., Cibicides subbotina Bykova, C. ex gr. lobatulus Walker et Jacob., C. praecursorius Schwager и Globigerina sp.

Из них Cibicides subbotina Bykova является руководящей формой сумсарского яруса.

Выше залегают охристо-красные, кирпично-красные алевропелиты, песчаники и гравийники массагетского яруса, рассмотрение которых не входит в нашу задачу. За исключением плодов Chara и переотложенной микрофауны сумсарского яруса, которые отмечаются в некоторых из этих пластов, никаких органических остатков в них обнаружить не удалось.

Общая мощность верхнемеловых отложений в Варзыке равна 300 *м*, а морских палеогеновых—195 *м*.

Анализируя варзыкскую литограмму (см. рис. 4), нетрудно заметить, что кривые механической дифференциации против отложений ферганского отдела палеогена имеют нулевые значения, указывающие на отсутствие здесь алевритовых и более грубых по составу обломочных пород.

Эта картина нарушается только для части слоев риштанского и сумсарского ярусов, в строении которых, особенно последнего, принимают участие и псаммиты.

Таким образом, преимущественно карбонатно-глинистый характер ферганского отдела палеогена, отмечавшийся уже нами при описании разреза Шайдана, сохраняется и здесь, в Варзыке.

Наоборот, верхнемеловые и массагетские (верхний олигоцен—миоцен) толщи сложены почти исключительно обломочными породами, в составе цемента которых главная роль принадлежит кальциту.

На литограмме также видно, что отложения ханабадского, большей части сумсарского и, особенно, исфаринского ярусов выделяются среди вмещающих их свит пониженными значениями содержания CO_2.

Не менее характерно для всего Варзыкского разреза отсутствие сколько-нибудь индивидуализированных пластов гипса и ангидрита, обычно присутствующих в синхроничных аналогах Южной и Восточной Ферганы.

Поэтому неудивительно, что кривая содержания SO_4'' почти повсеместно обнаруживает нулевые значения.

Содержание Cl' несколько повышено в отложениях исфаринского, ханабадского и, особенно четко, сумсарского и массагетского ярусов.

III. НАРЫН

Меловые и палеогеновые отложения изучены по левобережью р. Нарын, на участке, расположенном в 2,0—2,5 *км* к югу от поселка Ташкумыр (см. рис. 1).

Река Нарын в этом месте прорезает вкрест простирания названные образования, собранные в моноклиналь с падением пород на юг (165—170°) под углом 60—67°.

Прекрасная обнаженность пород позволяет составить представление о полном разрезе, почти не прибегая к расчистным работам.

Меловые и палеогеновые отложения Нарына были изучены нами в 1943 г. Здесь опускается рассмотрение разреза нижне-меловых пород, приведенного на литограмме (рис. 6) и послойно описанного во время полевых работ.

1. Лиловая свита (верхний мел?); пласты № 17—28; обр. № 613—623; М.—43,40 *м*.

Согласно на подстилающих горизонтах нижнего мела (?) залегает пачка лиловых, лилово-бурых, иногда кирпично-красных глин, чередующихся с гравийниками и песчаниками.

Наряду с тонкоотмученными, жирными на ощупь глинами, встречаются алевритовые глины, обогащенные даже песчаным (кварцевым материалом. В глинах местами наблюдаются тонкие прослои комковатых мергелей.

Песчаники обычно плотные, серые и красновато-бурые, с включением обломков гравия, плохо отсортированные, изредка косослоистые.

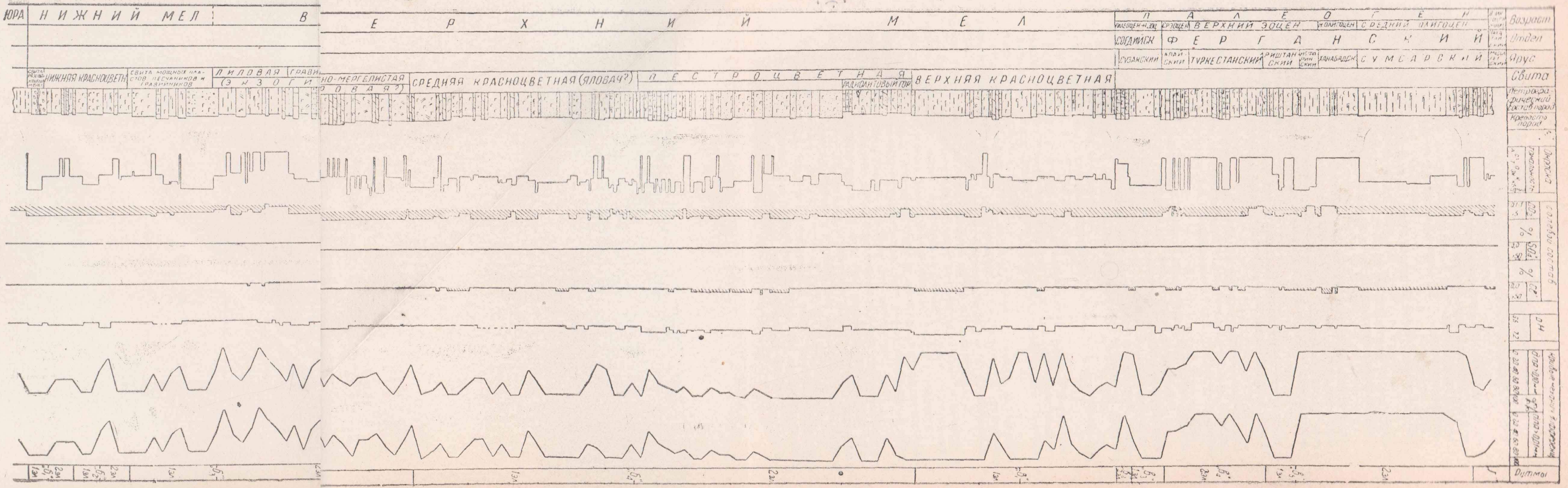


Рис. 6. Литограмма меловых и палеогеновых отложений Нарынского района.
Составил А. М. Габриэлян.

В верхней части пачки прослеживается пласт, мощностью 2,0 *м*, состоящий из крепкого комковатого мергеля.

Никаких органических остатков в описываемых отложениях обнаружить не удалось. Основным критерием для выделения свиты явилась характерная лиловая и сиреневая окраска слагающих ее пород, которая позволяет с известной уверенностью параллелизовать лиловые свиты Нарына и Варзыка.

2. **Гравийно-мергелистая свита** (верхний мел?); пласты № 29—48; обр. № 624—634; М.—73,40 *м*.

Гравийно-мергелистая свита состоит из глинистых известняков, мергелей, часто прослаивающихся с косослоистыми песчаниками и гравийниками.

Известняки очень крепкие, лилово-сиреневых и лилово-бурых тонов, комковатые; местами обогащены песчаным материалом. Сходны с ними и развитые здесь мергели; они обычно очень крепкие, комковатые, желтовато-бурые, лиловые, с включениями зерен кварца размером 1—2 *мм*.

Песчаники разнозернистые, преимущественно грубозернистые известковистые, красновато-бурые, кирпично-красные, серые и других тонов.

Гравийники, как правило, очень крепкие, массивнослоистые, красновато-бурые, сильно известковистые. На отвесных стенках, которые они образуют в обнажениях, наблюдаются сложные рисунки косой слоистости (см. рис. 5).

Песчаники и гравийники плохо отсортированные, что нередко приводит к образованию переходных между ними разностей.

Фауна в описываемых слоях отсутствует. Основываясь на литологическом составе пород лиловой и гравийно-мергелистой свит, в частности на преобладании среди них известняков и мергелей, свиты эти мы сопоставляем с „экзогировым горизонтом" Южной и Восточной Ферганы (сеноман—турон).

3. **Средняя красноцветная свита** (верхний мел?); пласты № 49—90; обр. № 635—672; М.—121,65 *м*.

Красноцветная свита сложена почти исключительно обломочными породами с подчиненными пропластками мергелей, приуроченными к нижней половине. Среди обломочных пород наибольшее значение имеют песчаники и гравийники.

Песчаники то плотные, то рыхлые, редко крепкие, в основном известковистые, средне- и грубозернистые; окрашены в различные тона—светло-лиловые, розоватые, красновато-бурые и кирпично-красные. Терригенный материал обычно плохо отсортирован.

Гравийники очень крепкие, известковистые, местами переходят в грубо- и среднезернистые песчаники; в рельефе образуют вертикальные стенки, на которых наблюдаются рисунки косой слоистости.

Редкие прослои глин представлены листоватыми, кирпично-красными, известково-песчанистыми разностями, чередующимися с очень крепкими, пелитоморфными, комковатыми мергелями.

В верхней половине свиты отмечаются два-три горизонта мелкогалечного, красновато-розового, плотного конгломерата. Галька угловато-округлая, от 1 до 3—4 *см* в диаметре и состоит из осадочных пород; цемент известковистый и преобладает над обломочной частью конгломерата.

Органических остатков в описываемой свите не обнаружено. Исходя из особенностей литологического состава пород, мы параллелизуем ее со свитой песков Яловач южноферганской полосы.

4. Пестроцветная свита (верхний мел?); пласты № 91—140; обр. № 673—707; М.—163,70 *м*.

Пестроцветная свита может быть подразделена на три пачки.

Нижняя пачка, мощностью 48,80 *м*, сложена чередующимися между собой известняками, мергелями и песчаниками. Известняки обычно крепкие, комковатые, светло-серые с лиловым оттенком, нередко глинистые. Мергели очень крепкие, также комковатые, светло-серые и светло-лиловые, с включениями зерен кварца. Отдельные обломки мергелей сцементированы известково-песчаным материалом.

Песчаники в основном крупно- и грубозернистые, красновато-бурые и светло-серые, местами известковистые; степень цементации пород различная, но преобладают плотные разности.

Весьма характерна для рассматриваемых отложений пестрая окраска, обусловленная частым переслаиванием горизонтов красновато-бурых, розовых, серых, лиловых и других тонов.

Средняя пачка состоит главным образом из плотных, местами рыхлых, грубозернистых, различно окрашенных (красновато-бурые, серые и др.) песчаников, то известковистых, то не вскипающих от действия HCl; мощность ее равна 76,55 *м*.

Верхняя пачка, мощностью 38,35 *м*, обособляется от предыдущей благодаря появлению в ней пластов крепких, глинистых, комковатых бурых известняков и доломитов. Доломиты отмечаются только в данной секции мелового разреза Нарына и нигде больше не встречаются.

Появление в верхней пачке известняков и особенно доломитов позволяет видеть в них возрастные аналоги радиолитового горизонта восточной части Ферганской депрессии, а характерная пестрая окраска всей свиты дает основание параллелизовать ее с пестроцветной (сенонской) свитой южноферганской полосы. При этом следует подчеркнуть, что никаких фаунистических доказательств проводимого сопоставления пока не имеется.

5. Верхняя красноцветная свита (верхний мел?); пласты № 141—169; обр. № 708—727; М.—117,95 *м*.

Если не считать редких прослоев глинистых известняков и мергелей, данная свита сложена, в количественно убывающем порядке, песчаниками, алевритами, алевролитами и гравийниками.

Песчаники преимущественно рыхлые и пестрые, средне- и грубозернистые, кирпично-красные, светло-серые, иногда светло-зеленые, на отдельных участках косослоистые; цемент известковистый.

Алевриты и алевролиты известковистые, кирпично-красные, светло-бурые, с включениями галечек кварца и кремния.

Гравийники светло-розовые, серые, кварц-полевошпатовые, известковистые, то плотные, то рыхлые. Размеры обломков, среди которых преобладают по форме угловато-окатанные, не превышают 15—20 *мм*.

Изредка встречающиеся известняки и мергели—комковатые, буровато-красные, кирпично-красные и других тонов.

В верхней красноцветной свите также не удалось обнаружить никаких органических остатков. Исходя из положения ее в разрезе между фаунистически охарактеризованными слоями бухарского яруса палеогена и пестроцветной свитой, мы сопоставляем ее с гипсами Гознау Южной Ферганы и надрадиолитовой свитой восточной части депрессии.

Общая мощность верхнемеловых отложений в районе Нарына равна 520 *м*.

6. Бухарский ярус (палеоцен); пласт № 170; обр. № 728; М.—1,10 *м*;

Бухарский ярус в Нарыне представлен маломощным пластом очень крепкого известняка-ракушечника, залегающим с отчетливыми следами размыва на подстилающие горизонты верхней красноцветной свиты.

Многочисленные остатки в известняках Ostrea kalizkyi Vial. и O. bellovacina Lam. var. trinkleri Böhm. указывают на принадлежность их к бухарскому ярусу.

7. Сузакский ярус (палеоцен—нижний эоцен); пласты № 171—180 обр. № 729—739; М.—25,15 *м*.

В естественных обнажениях ясно выступает двучленное строение сузакского яруса. Нижняя его часть (мощностью 6,05 *м*) сложена очень крепкими, светло-желтыми, пелитоморфными известняками, в некоторых участках переполненными гладкостенными устрицами. Отсюда определены Gryphaea cf. errata Vial., G. aff. latipiga Vial. и Gr. ex gr. turnali Dow. и Ostrea bellovacina Lam. var. trinkleri Böhm. Перечисленный комплекс фауны характерен для сузакских слоев Ферганы.

Известняки кверху сменяются темно-розовыми известковистыми алевро-пелитами, а затем плотным песчано-гравийниковым паттумом. Последний нередко переходит в плохо отсортированный гравийник, содержащий включения галек 5—6 и даже 10 *см* в диаметре.

8. Алайский ярус (средний эоцен); пласты № 181—198; обр. 740—758; М.—13,90 *м*.

В подошве алайского яруса отмечается пласт конгломерата мощностью 2,0 *м*, залегающий со следами размыва на подстилающие слои. Конгломерат очень крепкий, светло-зеленый, местами лиловый; размеры галек сильно варьируют от 1 до 25 *см* в поперечнике, составляя в среднем 3—5 *см*. Более крупная галька обычно приурочена к подошве пласта. Преобладают полуугловатые и хорошо окатанные обломки, состоящие из темно-серых известняков и кремния.

Выше залегает горизонт (мощностью 2,6 *м*) очень крепкого светло-зеленого, светло-серого доломита, несколько обогащенного зернами кварца и кремния, размером 1—2 *мм*; иногда встречаются обломки, достигающие 3—5 *см* в диаметре.

Доломиты сменяются пачкой чередующихся между собой конгломератов, песчаников, глин и карбонатов, окрашенных в различные тона.

Песчаники разнозернистые, очень крепкие и крепкие, светло-розовые, светло-серые, известковистые, нефтеносные. В некоторых разностях песчаников цемент доломитовый.

Глины мягкие, плотные, светло-зеленые, охристые, местами слоистые; в одном из горизонтов прослеживается пропласток мощностью 0,05 *м* светло-зеленых бентонитовых глин.

Карбонаты здесь представлены как известняками, так и доломитами. Последние очень крепкие, бурые, светло-желтые, пелитоморфные, нефтеносные; отмечаются редкие остатки гастропод, а также включения кварцевых обломков, размером от 0,5 до 1,5 *см*.

Известняки по внешнему виду сходны с доломитами и отличаются от них лишь большим содержанием включений кварцевой гальки и присутствием руководящей фауны алайского яруса—Ostrea turkestanensis Rom.

9. Туркестанский ярус (верхний эоцен); пласты № 199—218; обр. № 759—785; М.—42,65 *м*.

Туркестанский ярус в Нарыне имеет обычное для Ферганы трехчленное строение.

Нижняя пачка мощностью 13,15 *м* сложена плотными, ярко-зелеными глинистыми ракушечниками; большое количество устриц, встречающихся здесь, придает породе характер устричных банок.

Отсюда определены Fatina böhmi Vial., F. esterhazyi Pav. var. gamma Vial., F. beldersaiensis Gor., F. esterhazyi Pav. var. buchsei Grew.

Отмечаются также Ostracoda (ядра).

Средняя карбонатная пачка состоит из мергелей и известняков, разделенных пропластками весьма грубозернистых, светло-серых, известковистых песчаников и слоистых зеленовато-охристых алевролитов; мощность пачки 10,20 *м*.

Мергели крепкие, серовато-зеленые, комковатые, обогащенные обломочным (кварцевым) материалом. Изредка встречаются остатки битой ракуши и отдельные, более или менее целые, экземпляры.

Известняки, развитые в кровле пачки, очень крепкие, мелкозернистые, иногда песчанистые, нефтеносные. Пропитывание пород нефтью равномерное, хотя, вообще говоря, известняки сравнительно плохо пористые.

Верхняя пачка, мощностью 19,30 *м*, представлена кирпично-красными, светло-зелеными, зеленовато-серыми алевропелитами, с подчиненными горизонтами светло-зеленых известковистых гравийниковых песчаников.

В некоторых прослоях глин встречаются остатки крупных устриц—Fatina esterhazyi Pav.

10. Риштанский ярус (верхний эоцен); пласты № 219—230; обр. № 786—795; М.—21,60 *м*.

В нижней, большей части риштанского яруса развита пачка в основном мелко- и среднезернистых, светло-зеленых, розовых известковистых песчаников, различной степени цементации, местами чередующихся с лиловыми тонкоотмученными глинами и кирпично-красными песчанистыми алевролитами; мощность 15,40 *м*.

В песчаниках и гравийниках, слагающих подошву пачки, наблюдаются многочисленные остатки фауны, среди которой распознаются переотложенные туркестанские формы—Fatina ex gr. esterhazyi Pav.

Это обстоятельство, а также резкая фациальная смена глин туркестанского яруса гравийниками и песчаниками риштанского яруса указывают на наличие здесь размыва.

Верхняя часть риштанского яруса состоит из мягких, плотных, зеленовато-серых, пепельно-серых алевритово-известковистых глин, содержащих обломки раковин Platygena asiatica Rom. руководящего вида этого яруса.

11. Исфаринский ярус (верхний эоцен); пласты № 231; обр. № 796—798; М.—11,50 *м*.

Глины плотные, зеленовато-серые, не вскипающие от действия HCl, с большим количеством налета ярозита; характерна скорлуповатая отдельность.

12. Ханабадский ярус (нижний олигоцен); пласты № 232—238; обр. № 799—800; М.—21,95 *м*.

Ханабадский ярус сложен почти исключительно глинами, серовато-зелеными, темно-зелеными, зеленовато-охристыми, обычно мягкими, местами плотными и комковатыми. В верхней половине глины известковистые.

В подошве прослеживаются караваевидные включения крепких светло-зеленых мергелей; в кровле—ярко-зеленые алевриты, содержащие битую ракушу с полурастворенными раковинками.

Из пласта № 232 определены следующие виды фораминифер: Bol-

ivinopsis tuaevi Morosova, Nonion ex gr. laevis d'Orb., Haplophragmoides ex gr. canariensis d'Orb., Anomalina ex gr. acuta (Plummer), Cibicides mundus Bykova и C. khanabadensis Mjasnikova.

Из пласта № 238 (кровля яруса) определены Baggina valvulineriformis Bykova, Asterigerina lucida Minakova, Cibicides mundus Bykova и Ostracoda (ядра).

Присутствие среди них Cibicides mundus Bykova позволяет относить описываемые слои к ханабадскому ярусу.

13. Сумсарский ярус (средний олигоцен); пласты № 239—250; обр. № 810—825; М.—74,70 *м.*

Мощная (56,75 *м*) пачка плотных, известковистых, розовых („малиновых") *слюдистых, алевритовых глин, сменяющихся кверху* пестрой по составу пачкой чередующихся между собой алевролитов, песчаников, гравийников и конгломератов.

Глины хорошо отсортированные, нередко жирные на ощупь; содержат остатки битой ракуши, среди которой определены Exogyra cf. galeata Rom.

Здесь же встречены фораминиферы: Elphidium rischtanicum Bykova, Nonion laevis (d'Orb.) var. granulosum Morosova, Cibicides mundus Bykova, C. subbotinae Bykova и C. lobatulus Walker et Jacob.

Алевролиты светло-зеленые, светло-розовые, известково-песчанистые, слюдистые; в одном из горизонтов (пл. № 242) наблюдается косая слоистость, типа прибрежно-морской (см. рис. 5).

Песчаники разнозернистые, светло-серые, слюдистые, плотные, чаще *слоистые, известковистые.*

Нередко они перпендикулярно напластованию и по простиранию пород переходят в светло-зеленые гравийники и мелкогалечные конгломераты, ложащиеся с размывом на подстилающие их слои.

Описываемая алевролитово-песчано-гравийниковая пачка параллелизуется нами с горизонтом „ч" сумсарского яруса южноферганской полосы. Выше, без видимого углового несогласия, залегает кирпично-красная толща массагетского яруса. Общая мощность морских палеогеновых отложений Нарына равна 212 *м.*

При рассмотрении литограммы в целом (см. рис. 6) прежде всего обращает на себя внимание полное отсутствие сульфатов в изученном разрезе и незначительная роль хлоридов в составе сингенетических компонентов пород. Последние в более или менее ощутимых количествах *появляются, как и в Варзыке, главным образом начиная с* верхнеферганского подотдела палеогена.

Иную картину представляет распределение CO_2, и в этом отношении обломочные породы верхнего мела и палеогена Нарына могут быть охарактеризованы как образования, почти всегда имеющие известковистый цемент. Даже *отмечающееся уменьшение количества* CO_2 в верхней части риштанского, в исфаринском и ханабадском ярусах Варзыка здесь проявляется недостаточно четко.

Больше того, кривые механической дифференциации, едва намечавшие в Варзыке границы риштанского яруса, в Нарынском разрезе выражены совершенно отчетливо, вследствие возрастания удельного веса песчано-гравийниковых горизонтов в строении риштанского яруса.

Эти особенности в распределении сингенетических компонентов, *а также общее „погрубение" состава пород по мере продвижения от* Варзыка к Нарыну, свидетельствуют о приближении в этом направлении к древним береговым линиям и источникам сноса.

Следует также отметить большую стратиграфическую полноту верхнего мела Нарына по сравнению с Варзыком. В последнем, как

мы видели, бухарские слои со следами размыва ложатся на пестроцветную (сенон?) свиту, в то время как в Нарыне они залегают на верхней красноцветной свите, сопостовляемой нами с гипсами Гознау южноферганской полосы (датский ярус).

IV. ЧАРВАК (КАРАУНГУР)

Меловые и палеогеновые отложения Чарвакского района изучены по естественным обнажениям, находящимся в 2 *км* к югу от одноименного селения Чарвак (см. рис. 1).

По обоим бортам Караунгур резко выступают в рельефе карнизы известняков алайского яруса. Устои висячего моста, перекинутого здесь через реку, покоятся на этих известняках. Меловые и палеогеновые породы у Чарвака образуют громадную моноклиналь с общим падением пластов на юго-запад.

Здесь в 1947 г. нами записан следующий разрез (рис. 7).

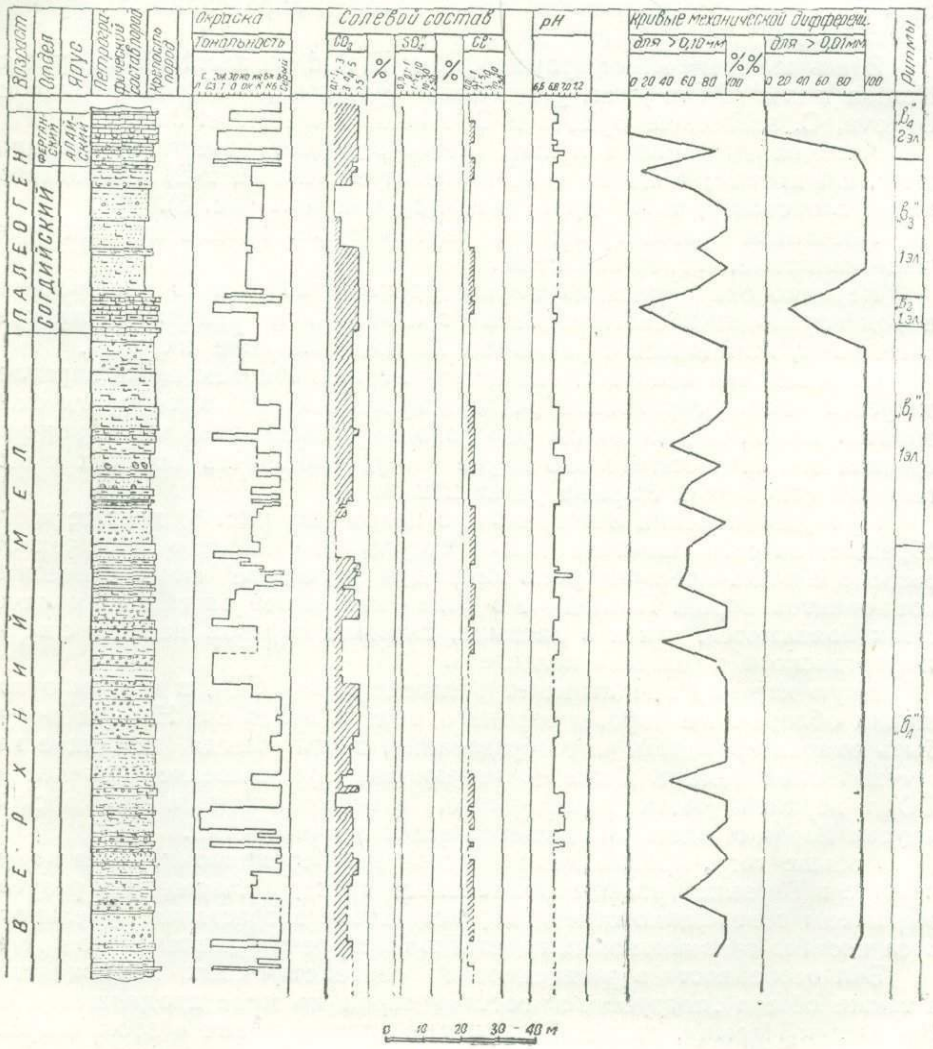


Рис. 7. Литограмма верхнемеловых и палеогеновых отложений Чарвакского района. Составил А. М. Габрильян.

1. Свита пестрых песчаников (верхний мел?); пласты № 69—39; обр. № 75—56; М.—73,70 *м.*

Песчаники в основном грубозернистые, гравийниковые, преимущественно крепкие и очень крепкие, как правило, известковистые. Весьма характерна пестрая окраска пород (зеленоватая, серая, розовая), сменяющаяся не только по вертикали, но даже в пределах одного и того же пласта.

Среди песчаников отмечаются редкие прослои кирпично-красных, розоватых алевролитов и очень крепких серовато-зеленых известняков, сильно обогащенных обломочным (алевролитовым) материалом.

Никаких остатков фауны в этой свите обнаружить не удалось.

2. Свита пестрых песчаников и алевролитов (верхний мел?); пласты № 38—21; обр. № 66—64; 55—45; М.—34,35 *м.*

Описываемая свита отличается от предыдущей появлением среди пестроокрашенных песчаников в заметном количестве алевролитов и подчиненных пропластков глин; сами песчаники нередко алевритовые.

Алевролиты известковистые, иногда слабо известковистые, коричневые, розовые, светло-зеленые и других тонов; местами в них наблюдаются включения кварцевых зерен до 3—4 *мм* в диаметре.

Глины плотные, охристо-красные, коричневые, известковистые, слабо известковистые, алевритовые; характерна сфероидальная отдельность.

Никаких органических остатков здесь также не найдено. В целом размерность обломочного материала в этой свите меньше, чем в предыдущей.

3. Песчано-алевролитовая свита (верхний мел?); пласты № 20—5; обр. № 44—34; М.—54,50 *м.*

Сложно построенная пачка, состоящая из грубозернистых, гравийниковых, чаще известковистых песчаников, чередующихся с алевритами, алевролитами и глинами.

Наиболее важным признаком, позволяющим описываемые отложения отделить от подстилающих пород, является их преимущественно кирпично-красная и розовая окраска. Кроме того, здесь, наряду с увеличением глинистых прослоев, появляются пропластки мощностью 0,20—0,25 *м* очень крепких, розоватых „сливных" известняков, обогащенных обломочным материалом.

Поскольку во всех трех рассмотренных свитах нет органических остатков, параллелизация их с верхнемеловыми отложениями даже соседнего Чангырташского района сопряжена с большими трудностями.

В значительной мере условно, руководствуясь только литологическим составом пород, мы сопоставляем свиты 1 и 2 Чарвака соответственно с песками Яловач и пестроцветной свитой, а свиту 3—с надрадиолитовыми слоями Чангырташа.

4. Согдийский отдел (палеоцен—нижний эоцен); пласты № 4—1; 10/0—1/0; обр. № 31—17; М.—43,85 *м.*

Отложения согдийского отдела легко расчленяются на две пачки.

Нижняя пачка мощностью 7,45 *м*, сложена в основном очень крепкими кремовыми, розоватыми, кремнистыми известняками, часто содержащими включения песчаного материала. Ближе к подошве прослеживается пласт разнозернистого, розового, крепкого, известковистого песчаника.

В известняках встречаются остатки крупных устриц, сохранность которых не позволяет произвести их видовое определение. Судя по форме и скульптуре раковин, можно думать, что здесь мы имеем

дело с устрицами, характерными для согдийского отдела палеогена (бухарский и сузакский ярусы) Ферганы.

Верхняя пачка представлена слабо сцементированными, разнозернистыми, серыми, светло-сиреневыми песчаниками, чередующимися с мясо-красными известково-глинистыми алевролитами, образующими в обнажениях комковатую отдельность.

5. Алайский ярус (средний эоцен); пласты № 9^1—1^1; обр. № 13—1; М.—неполн. 13,40 *м*:

В подошве залегает пласт мощностью 3,40 *м* крепких светло-серых, известковистых конгломератов и рыхлых светло-зеленых, грубозернистых песчаников. В последних ясно видны следы деятельности сверлящих животных.

Конгломераты содержат различно ориентированные остатки раковин пелеципод и гастропод. Выше они сменяются крепкими, очень крепкими, светло-серыми, кремовыми и светло-зелеными известняками, нередко с включениями зерен песка.

Отдельные горизонты известняков переполнены устрицами, среди которых распознается руководящий вид алайского яруса—Ostrea turkestanensis Rom. Кроме устриц, здесь присутствуют мелкие гастроподы, а также фораминиферы. Кровля известняковой пачки точно не установлена, так как выше по склону развит мощный делювиальный покров.

Заканчивая рассмотрение Чарвакского разреза, отметим, что сказанное выше в отношении распределения CO_2, SO_4'' и Cl' в Нарыне остается справедливым и для данного разреза. Наличие в палеогеновых горизонтах следов деятельности сверлящих животных, остатков битой и различно ориентированной ракуши, а также мощных горизонтов грубозернистых, гравийниковых песчаников свидетельствует о близости к Чарваку древней береговой линии палеогенового моря.

V. КАРААЛМА

Обнажения верхнемеловых и палеогеновых пород Караалмы расположены на юго-западных склонах Ферганского хребта, в 12 *км* северо-западнее селения Таран-Базар, Октябрьского района, Джалал-Абадской области Киргизской ССР (см. рис. 1.)

Здесь небольшая горная речка Караалма, один из правых притоков р. Кугарт, прорезает вкрест простирания меловые и третичные отложения северного крыла Кугартской синклинали.

По бортам р. Караалмы, несмотря на сравнительно большое развитие растительного покрова, можно составить полный разрез этих пород, не прибегая к сколько-нибудь серьезным расчистным работам.

В 1947 г. нами записан здесь следующий разрез (рис. 8.)

1. Экзогировая свита (сеноман-турон); пласты № 133—114; обр. № 151—143; М.—неполн. 60,5 *м*.

Пачка чередующихся между собой гравийников, песчаников и алевролитов с подчиненными пропластками доломитов, мергелей и глин небольшой мощности.

Гравийники то плотные, то рыхлые, светло-зеленые, розовые, местами переслаивающиеся с разнозернистыми песчаниками; кластический материал (кварц) в большинстве случаев хорошо окатанный.

Песчаники преимущественно кирпично-красные, розовые и светло-серые, иногда светло-зеленые, разнозернистые, нередко известково-алевритовые.

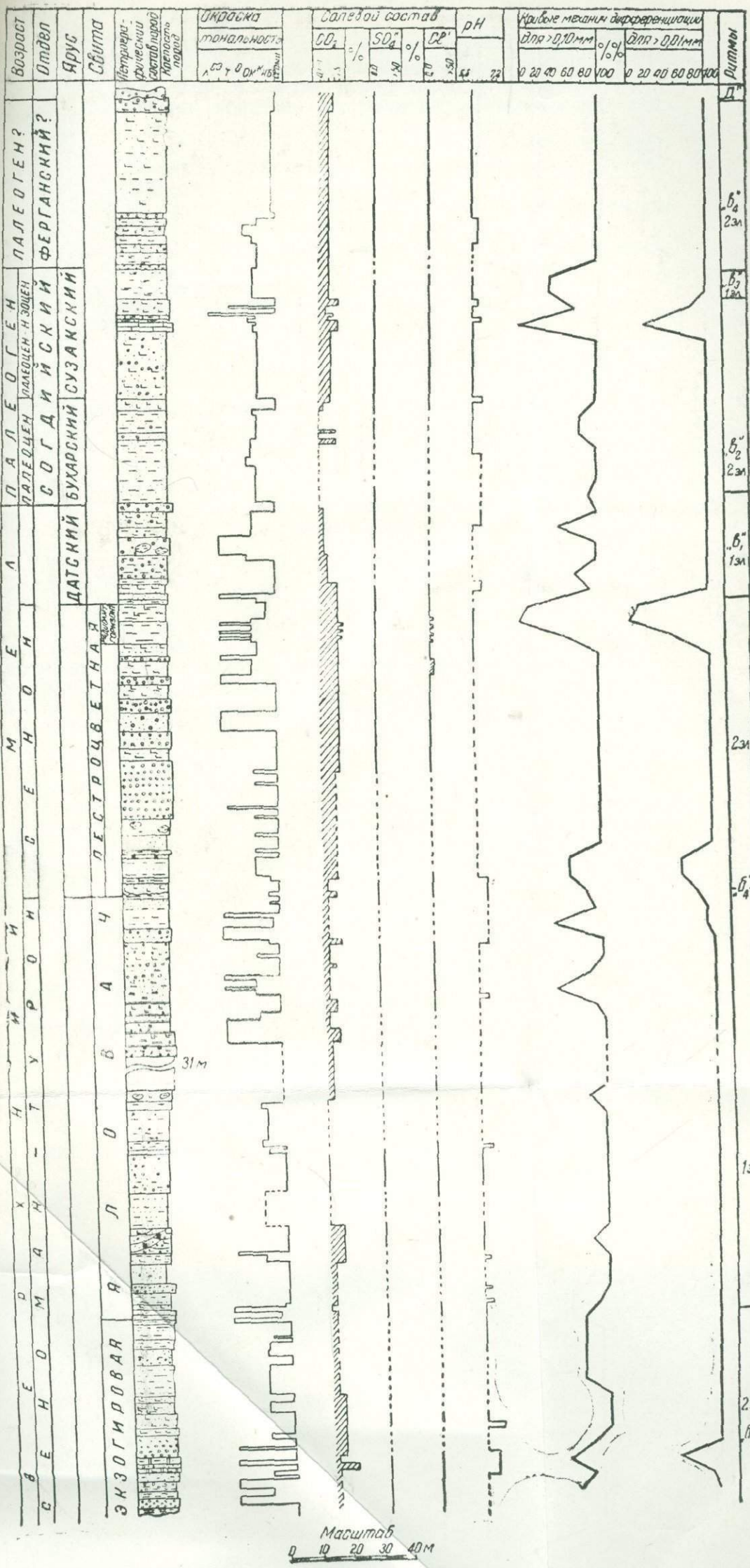


Рис. 8. Литограмма верхнемеловых и палеогеновых отложений района Караальма.
Составил А. М. Габрильян.

Алевролиты окрашены также в кирпично-красные и розоватые тона, песчанистые, в отдельных прослоях слюдистые.

Редкие пропластки доломитов, мощностью 1,0—1,5 *м*, представлены крепкими, очень крепкими, пестрыми (розовато-зелеными) комковатыми разностями с включениями песчаных частиц.

Мергели по внешнему виду сходны с доломитами, крепкие, светло-зеленые, розоватые, комковатые. Глины зеленовато-коричневые, комковатые, переполнены обломками мергелей.

Некоторые пласты алевролитов (№ 118) содержат тонкие прослои (0,05—0,15 *м*) медистых, известковистых песчаников.

В пласте № 114, образующем кровлю пачки, обнаружены фораминиферы Gaudryna asiatica Bykova и Discorbis vescus Bykova, формы, характерные для экзогировой свиты Ферганской депрессии.

2. Свита песков Яловач (сеноман-турон); пласты № 113—67; обр. № 142—125; М.—154,35 *м*.

Мощная, в верхней части сложно построенная свита, состоящая в основном из песчаников, гравийников и переходных между ними разностей.

Песчаники различной степени цементации, от рыхлых до очень крепких, светло-серые, реже кирпично-красные, розовые, преимущественно грубозернистые, гравийниковые; иногда слюдистые, известковистые.

Отдельные пласты песчаников косослоистые, с многочисленными сажистыми включениями.

Гравийники светло-зеленые, светло-серые,то рыхлые, то крепкие, как правило, плохо отсортированные, переходящие в грубозернистые песчаники.

Для верхней части свиты характерно наличие прослоев пестроокрашенных (розовато-зеленых), известковистых алевро-пелитов, содержащих большое количество мергелистых стяжений, нередко овальной и круглой формы.

Никаких органических остатков в описываемой пачке обнаружить не удалось. Параллелизуется с ?а со свитой песков Яловач, исходя из ее положения в разрезе между фаунистически охарактеризованными слоями экзогировой свиты и пестроцветной свитой.

3. Пестроцветная свита (сенон?); пласты № 66—48; обр. № 124—113; М.—93,45 *м*.

Пестроцветная свита по литологическому составу слагающих ее пород может быть подразделена на две пачки.

Нижняя пачка, мощностью 80,65 *м*, сложена песчаниками, конгломератами и прослоями глин, приуроченными к ее подошве. Песчаники обычно плотные, известковистые, разнозернистые, светло-серые, светло-зеленые, кирпично-красные и розовые. Частое чередование в разрезе песчаников различных тонов придает свите в целом пеструю окраску.

Конгломераты, как правило, светло-серые, крепкие, среднегалечные; в составе гальки преобладают окатанные и полуугловатые кварцевые, кремневые и известняковые обломки, размеры которых сильно варьируют от 0,5—1 до 10—12 *см*.

Глины плотные, мягкие, кирпично-красные, слоистые, слабо известковистые, чередующиеся с тонкозернистыми розоватыми песчаниками.

В подошве почки развит пласт плотного, темно-серого, грубозернистого, известковистого песчаника с примазками темного углистого вещества; ложится он на подстилающие слои со следами размыва.

Верхняя пачка, мощностью 12,80 *м*, состоит из многократно переслаивающихся между собой светло-розовых, зеленоватых, крепких глинистых известняков и кирпично-красных плотных, алевритовых глин, не вскипающих от действия HCl, количество прослоев известняка кверху заметно уменьшается.

Органических остатков в рассматриваемой свите не найдено. Благодаря характерной окраске она сопоставляется нами с пестроцветной свитой Чангырташа.

Появление многочисленных прослоев известняков и глин в ее верхней пачке позволяет видеть в них возрастные аналоги радиолитового горизонта Чангырташа, датируемого маастрихтом.

4. Датский ярус (?); пласты № 47—36; обр. № 112—110; М.—35,85 *м*.

Пачка, сложенная в основном песчаниками с подчиненными горизонтами алевролитов.

Песчаники плотные, редко крепкие, кирпично-красные, розовые, светло-зеленые, светло-серые, разнозернистые, местами известковистые.

Прослои средне- и мелкозернистых песчаников приурочены к нижней части пачки, а прослои грубозернистых, гравийниковых разностей—к ее верхней половине.

В некоторых гравийниковых песчаниках, наряду с гальками 5—6 *см* в диаметре встречаются линзы пестрых (зеленовато-розовых) алевритов. Алевролиты кирпично-красные, плохо отсортированные, с включениями частиц грубозернистого песка.

Никаких органических остатков в породах этой свиты не найдено. Учитывая залегание на них бухарских слоев, мы параллелизуем их с надрадиолитовой свитой Чангырташа.

Общая мощность верхнемеловых отложений Кара-Алмы равна 334,0 *м*.

5. Бухарский ярус (палеоцен); пласты № 35—21; обр. № 109—99; М.—29,35 *м*.

Бухарский ярус представлен плотными песчаниками, чаще тонко- и мелкозернистыми, светло-розовыми, светло-зелеными, иногда известковистыми, с редкими пропластками известняков, глин и алевролитов. Известняки очень крепкие, светло-розовые, кремнистые. Глины мягкие, кирпично-красные, зеленые, алевритовые. Алевролиты кирпично-красные с прослоями мягких темно-красных алевритовых глин, не вскипающих от действия HCl.

В гравийниковых песчаниках, слагающих кровлю яруса, встречаются остатки пелеципод весьма плохой сохранности. Вследствие этого они не поддаются определению, однако среди них все же удается распознать корбулиды, по-видимому, Corbula angulata Lam.

Никаких видимых признаков несогласия между бухарскими и подстилающими слоями нет. Только исходя из резкого сокращения мощности надрадиолитовой свиты Кара-Алмы, по сравнению с соседними разрезами Чангырташа и Нарына, можно предполагать здесь наличие скрытого стратиграфического несогласия на границе с бухарскими слоями.

6. Сузакский ярус (палеоцен—нижний эоцен); пласты № 20—10; обр. № 98—83; М.—43,40 *м*.

Сузакский ярус в нижней половине сложен светло-розовыми, сероватыми, крупнозернистыми, известковистыми песчаниками, обогащенными зернами кварца размером 1,5—2 *мм*.

Песчаники сменяются неоднородной по составу пачкой чередующихся между собой очень крепких, светло-желтых, розовых силици-

тизированных известняков, кирпично-красных, плотных, жирных на ощупь глин, светло-розовых, тонкозернистых известковистых песчаников и алевролитов; мощность—5,10 *м*.

Верхняя часть описываемого яруса состоит из плотных, крепких, разнозернистых, светло-серых, известковистых песчаников со следами деятельности прибрежных сверлящих животных (пласт № 14).

В песчаниках, а также в тонких пропластках мелкогалечного конгломерата встречается большое количество остатков макрофауны весьма плохой сохранности, в том числе и зубы акул. Судя по общей форме и скульптуре раковин, можно полагать, что мы имеем дело здесь с устрицами сузакского яруса.

7. Ферганский отдел (?); пласты № 9—1; обр. № 82—77; М.—54,85 *м*.

Песчаники плотные, грубозернистые, гравийниковые, известковистые, светло- и темно-розовые, светло-серые, нередко обогащенные обломками кварца и кремния размером 0,3—0,8 и даже 3—5 *см* в диаметре.

Никаких сколько-нибудь определенных данных для установления возраста этих песчаников нет. Судя по тому, что песчаники согласно налегают на подстилающую пачку, относимую нами к сузакскому ярусу, а сами срезаются верхнетретичными конгломератами, мы склонны видеть в них возрастные аналоги ферганского отдела палеогена.

При таком допущении общая мощность палеогеновых отложений Кара-Алмы достигает 127,60 *м*.

Рассматривая литограмму района Кара-Алмы (см. рис. 8), нетрудно заметить, что здесь в составе сингенетических компонентов пород отсутствуют сульфаты и хлориды—обстоятельство, на которое мы уже обращали внимание при описании верхнемеловых и палеогеновых отложений Чарвака, Нарына и других разрезов северо-ферганской полосы.

Что касается распределения CO_2, то при общей повышенной „карбонатности" всего разреза намечаются две секции стратиграфической колонки, где содержание его резко падает.

Первый участок низких и нулевых значений CO_2 приходится на свиту Яловач, второй—на датские и большую часть бухарских слоев.

Резкое уменьшение содержания CO_2 в свите Яловач, как мы увидим ниже при описании разрезов Восточной и Южной Ферганы, является ее характерным признаком.

VI. ЧАНГЫРТАШ

Чангырташ-Текебельский район расположен в 20—25 *км* на юго-запад от города и станции Джалал-Абад Ташкентской ж. д., в пределах Киргизской ССР, на границе с Узбекистаном (см. рис. 1).

Ближайшими крупными населенными пунктами являются районные центры Сузак (КиргССР), находящийся в 8 *км* к северо-востоку, и Аим (УзССР)—в 5 *км* к югу от Чангырташа.

Пункты Сузак и Джалал-Абад связаны между собой хорошей автомобильной дорогой; из Сузака подъездные пути к Чангырташу становятся менее удовлетворительными, и зачастую в период весеннего разлива рек имеющиеся здесь проселочные дороги делаются мало проезжими для автотранспорта.

Мезо-кайнозойские отложения, развитые в районе, собраны в ряд преимущественно крупных, антиклинальных складок, северо-восток—юго-западного простирания. Всего здесь насчитывается восемь следующих с северо-востока на юго-запад антиклинальных структур:

Чигирчикская, Сузакская, Северная и Южная Текебельские, Кара-Дарьинская и I Чангырташская; несколько обособленно от них расположены II Чангырташская и Акмечетская антиклинали.

Вследствие общего погружения шарниров складок на юго-запад и различной степени их эрозии сводовые части этих структур на поверхности сложены разновозрастными свитами мезо-кайнозоя.

Наиболее низкие стратиграфические горизонты обнажаются в пределах Чигирчикской антиклинали, в своде которой выступают красноцветы Чангетской серии (нижний мел).

По мере продвижения на юго-запад меловые отложения постепенно перекрываются палеогеновыми, а затем и неогеновыми; своды антиклиналей Ак-Мечеть и II Чангырташская на поверхности сложены уже континентальными неогеновыми образованиями.

Приводимый ниже разрез составлен по северо-западному крылу Сузакской и Кара-Дарьинской антиклиналей и северному крылу 1-й Чангырташской. Прекрасная обнаженность пород позволила для получения свежих, невыветрелых образцов ограничиться проведением здесь небольших расчистных канав глубиной не более 0,30—0.50 *м*.

В 1939 г., а затем в 1940 и 1947 гг. нами был описан следующий разрез (рис. 9).

1. **Экзогировая свита** (сеноман-турон); пласты № 105^1—83^1; обр. № 267—252; М.—105,10 *м*.

Мощная пачка зеленых глинистых ракушечников, чередующихся с мергелистыми ракушечниками, известняками и алевро-пелитами; залегает она на подстилающей красноцветной Чангетской серии без видимого углового несогласия.

Глины плотные, местами мягкие, зеленые, ярко-зеленые, в верхней половине пачки известковистые; иногда переходят в известковистые песчаники.

Алевролиты окрашены в пестрые (зеленовато-розовые) тона и приурочены главным образом к верхней трети разреза пачки, где они переслаиваются с розовыми, рыхлыми тонкозернистыми песчаниками и сероватыми алевритовыми глинами, содержащими остатки пелеципод.

Известняки плотные, крепкие, зеленовато-серые, содержат фауну и пропластки зеленых глинистых ракушечников.

Развитые здесь мергели представлены очень крепкими, зеленоватыми, комковатыми доломитовыми разностями, пронизанными по многочисленным трещинкам гипсом.

Списки фауны, обычно приводимые для рассматриваемых слоев, включают в числе других и руководящие формы устриц—Exogyra columba Lam., Ex. olisiponensis Sharpe и Liostrea oxiana Rom.

В 1948 г. В. Г. Клейнберг обнаружил в верхней части пачки аммонита Placenticeras kharesmense Lah.

Из наших сборов в пласте № 264 отмечены фораминиферы Discorbis vescus Bykova и D. vescus Bykova var., Discorbis sp. и остракоды Cytheries sp. ex gr. roankoensis Alex., Cytherei sp., Cytherella ex gr. nitens Mandelst.

Анализ фауны экзогировой свиты, произведенный в последнее время С. Н. Симаковым (1950), дал ему основание уточнить ее возраст, приняв его за нижний турон.

2. **Свита песков Яловач** (сеноман-турон); пласты № 82^1—64^1; обр. № 251—242; *М.*—167,50 *м*.

Свита Яловач сложена песчаниками и алевролитами с подчиненными горизонтами гравийников, галечников и алевритовых глин.

Песчаники преимущественно розовых и кирпично-красных тонов,

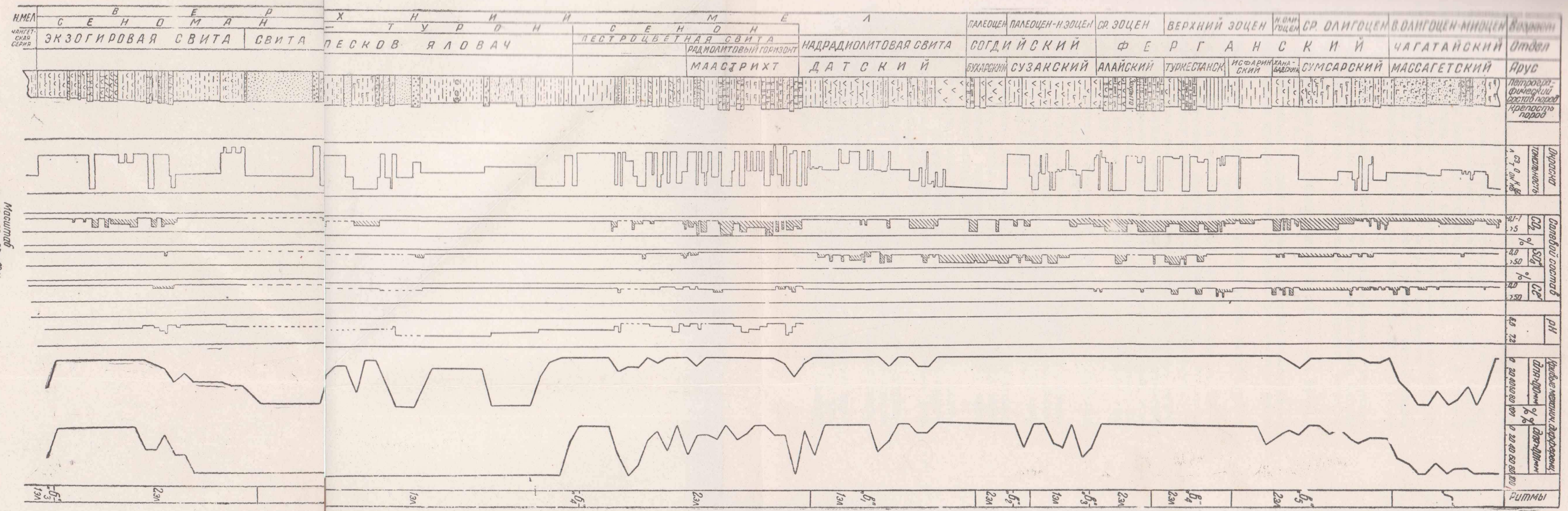


Рис. 9. Литограмма верхнемеловых и палеогеновых отложений

иногда лиловые, разнозернистые, чаще мелко- и среднезернистые, то плотные, то крепкие; слюдистые.

Алевролиты кирпично-красные, мясо-красные, местами пестрые, нередко слюдистые, в отдельных прослоях слабо известковистые. Обломочный материал плохо отсортирован, вследствие чего включения зерен кварца размером 3—5 *мм* являются обычными.

В алевролитах пласта № 68 присутствует большое количество известковистых журавчиков овальной и неправильной формы.

Редкие прослои глин представлены плотными, мясо-красными алевритовыми разностями, обогащенными зернами кварца от 1 до 3 *мм* в диаметре.

В целом для описываемой свиты характерны розовая и кирпично-красная окраска слагающих ее пород, наличие значительного количества слюды и почти полное отсутствие кальцита в цементе обломочных образований.

3. Пестроцветная свита (сенон); пласты № 63^1—2^1; обр. № 241—198; М.—117,85 *м*.

Свита имеет весьма сложное строение, вследствие многократного чередования тонких пропластков глин, мергелей, доломитов и песчаников.

Руководствуясь распределением в разрезе фауны радиолитов, ее можно подразделить на две пачки.

Нижняя пачка, мощностью 59,15 *м*, в подошве состоит из мягких, зеленовато-серых, зеленых, тонкоотмученных, листоватых глин, перемежающихся с пропластками мергелей и алевролитов.

Глины сменяются крепкими, охристо-розовыми, пестрыми мергелями, прослаивающимися с мягкими зеленовато-серыми, темно-коричневыми, пестрыми, хорошо отсортированными глинами и крепкими, серовато-желтыми, тонкозернистыми, известковистыми песчаниками; изредка наблюдаются горизонты мелкокристаллического, плотного гипса, мощностью 0,5—1,5 *м*.

Никаких органических остатков, за исключением неопределимых ядер Ostracoda, в нижней пачке не обнаружено.

Верхняя пачка, мощностью 58,70 *м*, отличается от предыдущей появлением в основном доломитов, местами содержащих радиолиты. По старым определениям Дувилье (1902), здесь присутствуют Biradiolites praeingens Toucas и Apricardia toucasi Douv.

Доломиты крепкие, светло-серые, светло-зеленые, известковистые, плохо пористые, заметно обогащенные песчано-глинистым материалом. Кроме доломитов, встречаются редкие прослои очень крепких светло-серых песчанистых известняков.

В строении свиты весьма четко проявляется ритмическое повторение карбонатных и алевро-пелитовых горизонтов, и в этом отношении она может явиться хорошим примером, иллюстрирующим ритмичность процессов осадконакопления.

Возраст „радиолитового горизонта" Восточной Ферганы до недавнего времени определялся как сантон. Однако О. С. Вялов в публикации 1940 г. высказывается в пользу верхнесенонского (маастрихтского) возраста радиолитового горизонта (287).

В последнее время этот вопрос как будто бы вновь начинает пересматриваться, но поскольку новых публикаций по этому вопросу нет, мы в согласии с О. С. Вяловым датируем радиолитовый горизонт Ферганы как маастрихт.

4. Надрадиолитовая свита (датский ярус); пласты № 59—119; обр. № 57[1]—114[1]; М.—83,70 *м*.

Надрадиолитовая свита сложена главным образом глинами, переслаивающимися с алевролитами и гипсами.

Глины плотные, охристо-красные, красновато-бурые, реже темно-голубые, светло-зеленые, как правило огипсованные, не вскипающие от действия HCl. Внизу они перемежаются с охристо-красными, светло-серыми алевролитами, также не вскипающими от действия HCl.

Количество гипса в породах кверху постепенно возрастает; в самой кровле свиты залегает мощный пласт (15 *м*) плотного мелкокристаллического гипса с включениями глины и гнезд вторичного кальцита, образовавшегося, видимо, за счет восстановления гипса.

Остатков фауны и флоры в отложениях этой свиты не найдено. Датский возраст надрадиолитовой свиты устанавливается исходя из залегания ее между маастрихтом и бухарскими слоями.

Исчезновение здесь карбонатных горизонтов и даже известковистого цемента в обломочных породах с одновременным появлением сульфатов в составе их сингенетических компонентов, а также смена пестроцветной окраски подстилающих слоев на охристо-красную четко обособляют описываемую свиту в разрезе.

Общая мощность верхнемеловых отложений Чангырташа 474,15 *м*.

5. Бухарский ярус (палеоцен); пласты № 120—131; обр. № 115[1]—121[1]; М.—20,30 *м*.

Бухарский ярус состоит из крепких светло-серых, светло-желтых, сильно гипсированных доломитов, чередующихся с плотными, мелкокристаллическими гипсами. Доломиты в ряде мест нефтеносные, содержат большое количество корбулид и гастропод.

Среди корбулид отмечаются руководящие виды бухарского яруса —Corbula angulata Lam. и C. biangulata Desh.

Границу между мелом и палеогеном Восточной Ферганы теперь обычно проводят (Вялов, 1944_1) по кровле надрадиолитовой свиты. Признавая правильность такой трактовки, мы, однако, в отличие от О. С. Вялова, нижнюю часть гипсоносной пачки, относимой им к бухарскому ярусу, включаем в надрадиолитовую свиту.

Для этого мы имеем следующее основание: поскольку надрадиолитовая свита всеми исследователями Ферганы параллелизуется с гипсами Гознау южноферганской полосы, а регрессивный характер этих гипсов в разрезах этой полосы ни у кого не вызывает сомнений, естественно, и в разрезах Восточной Ферганы мы должны попытаться найти ей такие же регрессивные эквиваленты.

Анализируя фациальную смену пород при переходе от радиолитового горизонта к надрадиолитовой свите, можно совершенно ясно заметить регрессивный характер последней, что наиболее полно завершается в развитии пластов гипса, залегающих под фаунистически охарактеризованными доломитами бухарского яруса.

Поэтому эти гипсы нами отделяются от вышележащих гипсов, чередующихся с доломитами, и рассматриваются в составе надрадиолитовой свиты датского яруса.

Появление после гипсов прослоев доломитов, пусть даже сильно гипсированных и содержащих только угнетенные „карликовые" формы корбулид, свидетельствует, по нашему мнению, о начале бухарской трансгрессии.

Таким образом, мы несколько сужаем объем бухарского яруса в Чангырташском разрезе и приподнимаем границу между мелом и палеогеном, установленную О. С. Вяловым.

6. **Сузакский ярус** (палеоцен—нижний эоцен); пласты № 132—164; обр. № 122[1]—151[1]; М.—45,65 *м*.

Отложения сузакского яруса можно подразделить на две пачки.

Нижняя пачка, мощностью 11,90 *м*, сложена плотными, мягкими синевато-зелеными, не вскипающими от HCl глинами. Среди глин встречаются как тонкоотмученные, жирные на ощупь разности, так и алевритовые.

В кровле пачки залегает пласт крепкого синевато-зеленого известковистого алевролита, содержащий остатки крупных гладкостенных устриц Ostrea hemiglobosa Rom. var. kafirniganica Vial., указывающих на принадлежность этих слоев к сузакскому ярусу.

Обращает на себя внимание весьма непостоянный литологический состав этого пласта, который уже на соседних площадях (нефтепромысел Чангырташ и Текебельское серное месторождение) выражен доломитами, обогащенными гипсом.

Верхняя пачка, мощностью 33,75 *м*, состоит из чередующихся между собой красновато-охристых глинистых алевролитов, алевритовых глин и подчиненных прослоев гипса. Как алевролиты, так и глины сильно гипсированы и весьма слабо вскипают от действия HCl.

Никаких органических остатков в верхней пачке сузакского яруса не обнаружено.

7. **Алайский ярус** (средний эоцен); пласты № 165—191; обр. № 152[1]—178[1]; М.—36,25 *м*.

В основании алайского яруса залегает пачка (4,6 *м*) плотных, синевато-зеленых, светло-серых, иногда лиловых, не вскипающих от HCl глин, сменяющихся кверху карбонатами. Среди последних различаются известняки, известняки-ракушечники и доломиты.

Известняки крепкие, светло-серые, зеленовато-охристые, в некоторых прослоях розовые и песчанистые, чаще хорошо пористые, местами оолитовые. Помимо мелких пелеципод и гастропод, они содержат большое количество остатков крупных устриц, принадлежащих к руководящему виду алайского яруса—Ostrea turkestanensis Rom.

Скопления макрофауны приводят к развитию на некоторых участках известняков-ракушечников.

Доломиты по внешнему виду сходны с описанными известняками, они обычно крепкие, зеленовато-охристые и табачных тонов, сравнительно хорошо пористые; на обнажениях образуют большие ниши выдувания. Иногда доломиты нефтеносные и заметно обогащены обломочным материалом. В подошве пласта № 172 встречаются зерна фосфорита до 3 *мм* в диаметре.

Мощность карбонатной пачки—11,70 *м*.

Выше склон покрыт мощным чехлом делювия (5,5 *м*), из-под которого далее вновь обнажаются коренные породы—крепкие известняки и доломиты.

Известняки зеленовато-желтые, темно-серые, светло-зеленые, часто мелкоракушечные, хорошо пористые, нефтеносные. В отличие от известняков предыдущей пачки, они нередко обогащены обломочным (песчанистым) материалом.

Доломиты, количество которых здесь несколько уменьшается, крепкие, светло-желтые и светло-зеленые, нефтеносные, песчанистые.

Как те, так и другие разности карбонатов содержат остатки устриц Ostrea turkestanensis Rom.

Мощность верхней карбонатной пачки 14,45 *м*.

8. Туркестанский ярус (верхний эоцен); пласты № 192—209; обр. № 179[1]—193[1]; М.—27,35 *м*.

Туркестанский ярус в разрезе Чангырташа представлен чередующимися пачками карбонатных и глинистых пород.

В подошве залегают мягкие, плотные, синевато-зеленые глины, то жирные на ощупь и не вскипающие от HCl, то известковистые; мощность—9,10 *м*. По трещинкам наблюдаются выделения гипса.

Выше следуют карбонаты, которые, в отличие от карбонатов алайского яруса, состоят исключительно из известняков. Последние крепкие, плотные, часто хорошо пористые, ноздреватые мелкоракушечные, нефтеносные; мощность—7,0 *м*.

Известняки сменяются глинами, непостоянными по окраске (от зеленовато-охристых до табачных тонов) и в большинстве своем не вскипающими от HCl (2,90 *м*). На них залегают крепкие, светло-серые, весьма хорошо пористые, ноздреватые известняки, в отдельных порах которых содержатся капельки жидкой нефти; мощность—2,90 *м*. Некоторые прослойки известняков переполнены остатками мелких пелеципод плохой сохранности.

Кровля туркестанского яруса сложена преимущественно плотными синевато-зелеными глинами, не вскипающими от HCl (4,30 *м*).

Наличие в глинистых прослоях подошвы яруса остатков устриц—Fatina esterhazyi Pav. позволяет достаточно уверенно провести границу между алайским и туркестанским ярусами.

9. Риштанский ярус (верхний эоцен); пласты № 210—214; обр. № 194[1]—198[1]; М.—1,30 *м*.

Отложения риштанского яруса в Чангырташе впервые выделены нами в 1940 г. на основании находок в мягких, табачного цвета, сильно гипсированных глинах ядер фораминифер, определенных как Cibicides vialovi Bykova.

Выпадение из разреза характерного известняково-песчанистого горизонта („n") южноферганской полосы и резкое сокращение мощности глинистой пачки риштанского яруса с несомненностью указывают на размыв, имевший здесь место на границе туркестанского и риштанского веков.

10. Исфаринский ярус (верхний эоцен); пласты № 215—220; обр. № 199[1]—204[1]; М.—22,25 *м*.

Пачка плотных, в нижней части мягких, синевато-зеленых, не вскипающих от HCl глин со значительным количеством налета ярозита и гидроокислов железа. В отличие от разрезов исфаринского яруса Южной Ферганы некоторые разности глин слабо известковистые.

В глинах встречаются Radiolaria и фораминиферы Haplophragmoides sp. и Trochammina sp.

11. Ханабадский ярус (нижний олигоцен); пласты № 221—234; обр. № 205[1]—218[1]; М.—12,85 *м*.

Мягкие, синевато-зеленые, не вскипающие от HCl, алевритовые глины, переслаивающиеся с синевато-зелеными известково-глинистыми алевритами. Крупность терригенного материала по направлению к кровле пачки возрастает, что приводит к развитию прослоев рыхлых синевато-зеленых, мелкозернистых, известковистых песчаников.

Алевро-пелиты содержат микрофауну, среди которой определены следующие фораминиферы: Spiroplectammina tuaevi Morosova, Miliolina sp. 2, Miliolina sp. 3, Baggina valvulineriaformis Bykova, Asterigerina sp., Cristellaria sp. и Neobulimina asiatica Mjas.

В списке отсутствуют песчаные формы фораминифер, характерные для нижней половины ханабадского яруса южноферганской полосы.

12. Сумсарский ярус (средний олигоцен); пласты № 235—264; обр. № 219[1]—249[1]; М.—42,80 *м*.

Сумсарский ярус по литологическому составу слагающих его пород подразделяется на две пачки.

Нижняя пачка, мощностью 26,70 *м*, состоит из плотных, известковистых, иногда алевритовых глин, которые благодаря красной („малиновой") окраске резко отличаются в обнажениях от синевато-зеленых пород ханабадского яруса.

Кроме мелкой макрофауны, описываемая пачка содержит и микрофауну. Отсюда определены следующие виды фораминифер: Cibicides subbotinae Bykova, C. praecursories Schwager, C. mundus Bykova, Nonion uzbekistanensis Bykova, N. ex gr. laevis d'Orb. var. granulosum Morosova. Перечисленные виды не оставляют сомнений в принадлежности этих слоев к сумсарскому ярусу.

Верхняя пачка мощностью 16,10 *м* имеет весьма сложное строение, вследствие многократного чередования тонких пропластков глин, алевритов, алевролитов и песчаников.

Глины мягкие, плотные, красные, зеленовато-охристые, светло-зеленые, то известковистые, то не вскипающие от HCl, местами тонко-отмученные, жирные на ощупь.

Алевриты и алевролиты охристо-красные, красные („малиновые"), нередко известково-песчанистые.

Песчаники мелкозернистые, преимущественно рыхлые, зеленовато-охристые, красные и светло-серые, известковые, иногда с включениями кремнистого гравия до 3 *мм* в диаметре.

В кровле некоторых пропластков песчаников наблюдаются весьма ясно выраженные асимметричные волноприбойные знаки. Длина волны—80 и 60 *мм*, высота—20 и 10 *мм*; индекс ряби 4 и 6. Простирание гребней „волн"—СЗ 290°.

Наличие волноприбойных знаков, а также присутствие в пл. № 264 фораминифер позволяют отнести отложения верхней пачки к сумсарскому ярусу и считать их синхроничными аналогами горизонта „ч" южноферганской полосы.

Общая мощность морских образований палеогена Чангырташа 208,80 *м*.

Выше сумсарских слоев, без видимого углового несогласия, залегает красноцветная пачка континентальных обломочных пород массагетского яруса.

При рассмотрении литограммы в целом (см. рис. 9) прежде всего следует отметить уменьшение роли грубообломочных пород в Чангырташе, по сравнению с разрезами северо-ферганской зоны (Нарын, Варзык и т. д.). В самом деле, за исключением свиты Яловач, где развиты песчано-гравийниковые отложения, остальная часть верхнемелового и палеогенового разреза здесь практически сложена алевропелитами, карбонатами и сульфатами, что хорошо видно на кривых механической дифференциации.

Подобные изменения в структурных особенностях обломочных пород Чангырташа объясняются большим удалением его от береговых линий верхнемелового и палеогенового морей, чем описанных выше участков Северной Ферганы.

Кривая содержания CO_2 обособляет по вертикали ряд зон преимущественного развития карбонатов и обломочных пород, имеющих известковистый цемент. По этому признаку четко вырисовываются: зона, соответствующая средней части экзогировой свиты, и зоны, приходящиеся на радиолитовые слои, нижнеферганский подотдел

(алайский и туркестанский ярусы) и, наконец, ханабадский и сумсарский ярусы.

Такие секции стратиграфической колонки, как свита песков Яловач, датский, сузакский и исфаринский ярусы, наоборот, обнаруживают нулевые или близкие к нему значения содержания CO_2.

Кривая SO_4'' имеет максимальные значения против датского, бухарского и сузакского ярусов, отмечая, следовательно, момент регрессии верхнемелового моря и полузамкнутый, лагунный характер водоемов бухарского и сузакского века, развивавшихся в Ферганской депрессии на первых порах палеогеновой трансгрессии.

Некоторое увеличение содержания SO_4'' наблюдается для отдельных горизонтов доломитов и глин нижнеферганского подотдела. В отношении глин во всех случаях здесь нетрудно установить, что выделения в них гипса по трещинкам являются вторичными и поэтому не могут быть использованы при реконструкции физико-географических условий осадконакопления. Вторичный характер подсобных гипсовых выделений в глинах туркестанского яруса Майлисая убедительно был доказан О. С. Вяловым (1946_1), считающим, что эти новообразования обязаны своим происхождением окислению содержащегося в глинах первичного пирита.

Незначительное повышение содержания SO_4'', отмечаемое для „малиновых" глин сумсарского яруса, как нам кажется, хорошо согласуется с предположением о начавшейся регрессии верхнепалеогенового моря из Ферганской депрессии. Такое предположение тем более вероятно, поскольку в составе сингенетических компонентов глин заметную роль начинают играть и хлориды.

VII. ЯЛПАКТАШ

Урочище Ялпакташ, или как оно обозначается на некоторых картах Япалакташ, расположено в 10—12 *км* на юго-восток от районного центра Куршаб, Ошской области Киргизской ССР (см. рис. 1).

Вследствие весьма плохой обнаженности коренных пород нам пришлось ограничиться описанием лишь согдийского отдела и алайского яруса, так как для составления здесь полного разреза верхнемеловых и палеогеновых отложений пришлось бы произвести большие и трудоемкие расчистные работы.

В 1947 г. в урочище Ялпакташ нам удалось записать следующий разрез палеогеновых отложений (рис. 10).

1. Бухарский ярус (палеоцен); пласты № 21—3; обр. № 181—156; М.—95,25 *м*.

Бухарский ярус, исходя из литологического состава слагающих его пород, может быть подразделен на три пачки.

Нижняя пачка, мощностью 41,75 *м*, состоит из мягких, плотных, темно-зеленых, иногда кирпично-красных и тонколистоватых глин, чередующихся с подчиненными горизонтами крепких, серовато-желтых, светло-зеленых, плохо пористых доломитов. Как глины, так и доломиты обычно сильно огипсованы. Гипс встречается и в виде отдельных пропластков, мощностью до 1,0 *м*.

Доломиты содержат многочисленные остатки мелких пелеципод, весьма плохой сохранности.

Средняя пачка, мощностью 34,50 *м*, представлена почти исключительно доломитами, лишь изредка перемежающимися с пропластками лиловых, слабо известковистых алевролитов и мягких кирпично-красных глин, не вскипающих от HCl.

Доломиты крепкие, серовато-зеленые, светло-серые, часто тонкозернистые и плохо пористые, огипсованные; породы местами переполнены мелкой фауной, в частности гастроподами.

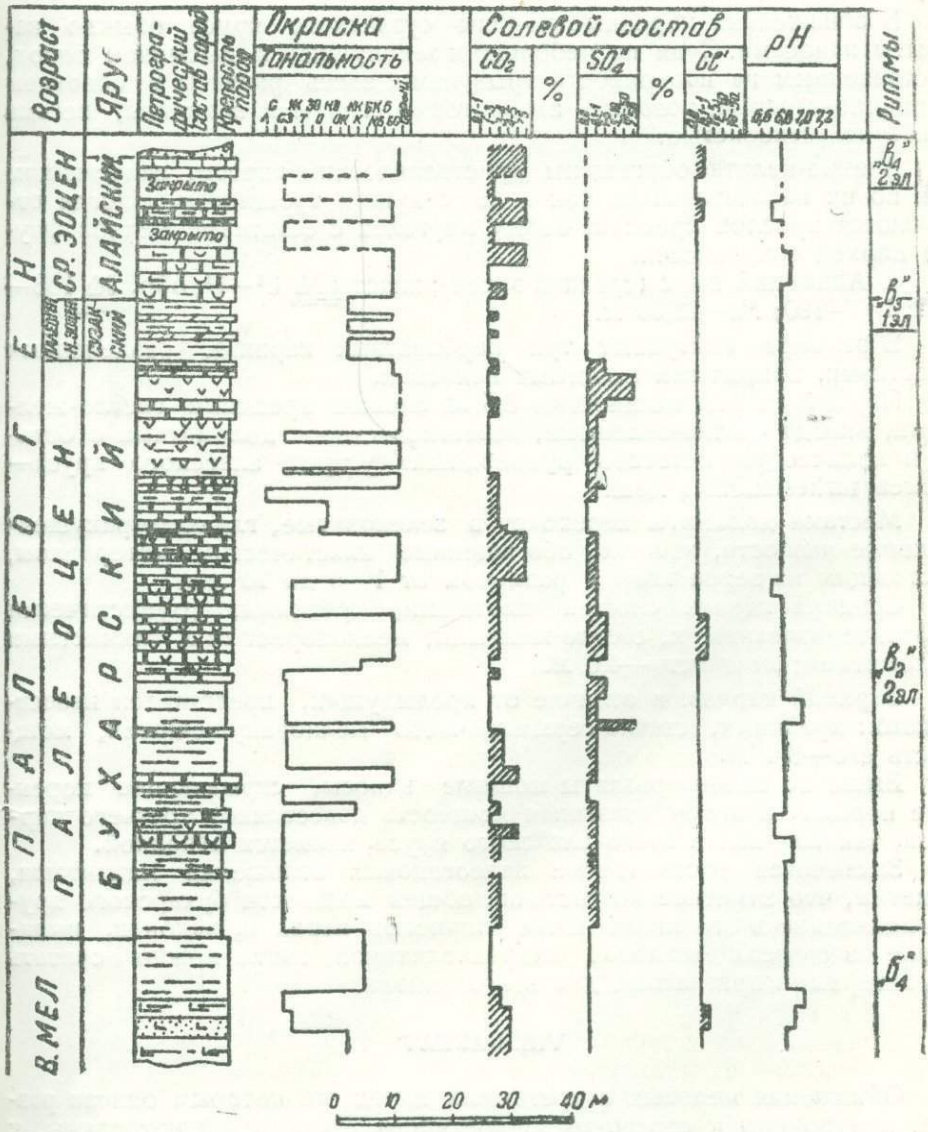


Рис. 10. Литограмма палеогеновых отложений Ялпакташского района. Составил А. М. Габрильян.

Верхняя пачка сложена плотным, мелкокристаллическим гипсом, редко переслаивающимся с доломитами, сходными с доломитами предыдущей пачки; мощность—19,0 *м*.

Бухарские слои залегают без видимого углового несогласия на красноцветных песчано-глинистых отложениях верхнего мела.

Однако отсутствие в разрезе верхнего мела гипсоносной пачки, соответствующей надрадиолитовой свите Чангырташа, дает основание предполагать здесь скрытое стратиграфическое несогласие.

2. **Сузакский ярус** (палеоцен — нижний эоцен); пласт № 2; обр. № 155—154; М.—9,80 *м*.

В обнажениях коренные породы сузакского яруса обычно закрыты наносами. Судя по небольшим закопушкам и высыпкам пород, доставленным на поверхность грызунами, здесь развиты в основном кирпично-красные, розовые, алевритовые глины и алевриты, весьма слабо известковистые.

Алевро-пелиты обогащены кристаллическим гипсом, залегающим как по их напластованию, так и по секущим трещинкам. Иногда отмечаются прослои крепких, белых мергелей с остатками мелкой фауны плохой сохранности.

3. **Алайский ярус** (средний эоцен); пласты № 3^1—1^1; обр. № 153—152; 186—190; М.—23,50 *м*.

В рельефе выступают три карбонатных карниза, разделенных участками, покрытыми мощными наносами.

Первый из них мощностью 8,5 *м*, сложен крепкими светло-желтыми, иногда светло-зелеными, известковистыми доломитами с большим количеством остатков руководящих устриц алайского яруса — Ostrea turkestanensis Rom.

Местами доломиты переходят в зеленоватые, глинисто-ракушечниковые разности, заметно обогащенные кластическим материалом, состоящим из зерен кварца размером от 1—2 до 10 *мм*.

Средний карниз сложен плотными, крепкими, фаунистически охарактеризованными, светло-желтыми, мелкопористыми, глинистыми доломитами; мощность—4,0 *м*.

Верхний карниз, в отличие от предыдущих, представлен известняками: крепкими, светло-серыми, часто мелкоракушечными, мощность его—3,0 *м*.

Выше по склону развиты мощные наносы, скрывающие коренные породы, поэтому указанная мощность известняков третьего карниза, так же как и всего алайского яруса, является неполной.

Заканчивая рассмотрение палеогеновых отложений Ялпакташа, отметим, что заметное возрастание общей мощности бухарского яруса, появление в его низах пачки глинистых пород и, наконец, выпадение из разреза аналогов надрадиолитовой свиты можно считать характерными признаками для этого района.

VIII. НАУКАТ

Обнажения меловых и третичных пород, по которым описан разрез, приурочены к северо-восточной части Наукатской котловины, к месту стыка палеозойской гряды Карачатыр с мезокайнозойскими образованиями северного склона Алайского хребта (см. рис. 1.).

Описываемый разрез находится в 2 *км* к северу от селения Кыркол, расположенного на северо-восточной окраине Наукатской долины, вблизи шоссейной дороги Наукат—Ош.

Мезо-кайнозойские отложения здесь собраны в моноклинальную складку, примыкающую к палеозойским толщам Карачатыра. С юго-востока на северо-запад моноклиналь прорезается р. Араван и ее притоком Кыркол, вследствие чего обнаженность коренных пород достаточно удовлетворительная.

Возраст
Отдел
Ярус
Свита
Петрографический состав пород
Крепость пород
Окраска
тональность
Солевой состав
pH
Кривые механич. дифференциации
для > 0,10 мм
для > 0,01 мм
Литологическая характеристика
Датировка
Нижний мел
Верхний мел
Палеоген
Сенон
Турон
Сантон
Кампан
Маастрихт
Датский
Сызранский
Маастрихт
Эрговский
Сергиевский
Гравелитовый
Опоковидный
Опоковидный
Глауконитовый
Песчаный
Песчаный
Песчаный

В 1947 г. нами записан следующий разрез (рис. 11).

1. Экзогировая свита (сеноман-турон); пласты № 44—64; обр. № 296—324; М.—122,60 *м*.

Подошву свиты слагает карбонатная пачка мощностью 10 *м*, состоящая из очень крепких, светло-желтых, мелкопористых известняков, местами с остатками макрофауны плохой сохранности. Внизу известняки переходят в известковистые доломиты, обогащенные терригенным материалом. Карбонатную пачку подстилают слои нижнего мела.

Выше по разрезу эта пачка сменяется мягкими, зелеными, известковистыми, слоистыми глинами, переполненными остатками пелеципод. Среди последних определены: Exogyra columba Lam., Liostrea oxiana Rom. Кроме того, здесь присутствуют фораминиферы Gaudryina asiatica Bykova и Ammobaculites miser Bykova.

Глины нередко переслаиваются с глинистыми ракушечниками; в кровле прослеживается пласт плотного, мергелистого, зеленовато-охристого ракушечника.

Описываемая глинистая пачка, общей мощностью 25,8 *м*, в свою очередь сменяется мягкими, темно-зелеными, оливковыми, жирными на ощупь глинами, чередующимися с темно-серыми разностями. Как те, так и другие не вскипают от HCl, что обособляет их от вмещающих пород. Отсюда определены фораминиферы Gaudryina asiatica Bykova и Ammobaculites sp.

Выше залегает мощный пласт (24 *м*) светло-зеленого, глинистого ракушечника, переслаивающегося с зеленовато-серыми, известковистыми глинами. Здесь встречены следующие виды фораминифер: Discorbis vescus Bykova, Discorbis sp., а также остракоды Pontocypris aff. tortilis Mandelst., Cythereis sp. ex gr. roanokensis Alex., Cytherella aff. pallula Mandelst. и Cythropteron (?) sp.

Выше залегает карбонатная пачка мощностью 11,0 *м*, в нижней половине представленная крепкими, светло-зелеными мергелями с остатками пелеципод, а в верхней—крепкими, светло-зелеными, глинистыми известняками, с относительно редко встречающейся фауной. Из остракод отсюда определены Pontocypris (?) sp. очень плохой сохранности.

Кровлю экзогировой свиты слагает пачка темно-лиловых, розовых, зеленоватых, не вскипающих от HCl глин, то тонкоотмученных, жирных на ощупь, то алевритовых; мощность пачки—19,40 *м*; только в самой кровле глины сменяются серовато-зелеными, плохо пористыми известняками и мергелистыми ракушечниками.

Из глинистых прослоев свиты определены следующие виды фораминифер: Ammodiscus incertus d'Orb., Gaudryina asiatica Bykova, Discorbis vescus Bykova и Globigerina sp.

Анализируя списки макрофауны экзогировой свиты, С. Н. Симаков (1950) подчеркивает, что по фауне она подразделяется на нижний (экзогировый) и верхний (томазитовый) горизонты.

Первый из них, кроме изобилия раковин Liostrea oxiana Rom. и Exogyra columba Lam. и отсутствия морских ежей, характеризуется присутствием таких аммонитов, как Metoicoceras cf. whitei Hyatt и Placenticeras stantoni Hyatt.

Верхний горизонт содержит другие виды аммонитов: Thomasites koulabica Kler., Thomasites sp., Vascoceras sp., Pseudotissotia sp., Placenticeras kharesmense Lah.

Здесь появляются, к тому же в довольно большом количестве, морские ежи, а Liostrea oxiana Rom. и Exogyra columba Lam., наоборот, встречаются редко.

С. Н. Симаков указывает для Науката совместное нахождение в верхах экзогировой свиты Thomasites и Placenticeras kharesmense Lah.

2. **Свита песков Яловач** (сеноман-турон); пласты № 65—79; обр. № 325—332; М.—24,40 *м*.

Свита Яловач сложена обломочными породами, представленными последовательным рядом: глинами, алевритами (алевролитами) и песчаниками (песками).

Глины мягкие, плотные, светло-и темно-розовые, кирпично-красные, местами алевритовые. Встречаются Ostracoda плохой сохранности и переотложенные Chara.

Алевриты и алевролиты песчанистые, пестроокрашенные (ярко-зеленые, лиловые, розовые, кирпично-красные), слюдистые, иногда слоистые; не вскипают от HCl.

Песчаники то очень крепкие, то рыхлые, светло-розовые, тонко- и мелкозернистые, часто известково-алевритовые.

Пески желтоватые, охристые, тонкозернистые, слюдистые.

Среди перечисленных пород преобладают алевриты и алевролиты.

3. **Пестроцветная свита** (сенон); пласты № 80—101; обр. № 333—342; М.—50,70 *м*.

Пестроцветная свита по литологическим особенностям слагающих ее пород подразделяется на две пачки.

Нижняя пачка, мощностью 34,50 *м*, состоит из светло-розовых, кирпично-красных, тонкослоистых, песчанистых алевритов, чередующихся с пропластками мелкозернистых, зеленоватых песчаников. Как алевриты, так и песчаники не вскипают от HCl.

Верхняя пачка, мощностью 16,20 *м*, сложена многократно чередующимися между собой глинами, алевритами и алевролитами, как правило известковистыми.

Глины плотные, кирпично-красные, светло-розовые, ярко-зеленые, нередко алевритовые.

Алевролиты и алевриты пестроокрашенные (светло-зеленые, светло-розовые, лиловые и других тонов), то глинистые, то песчанистые; местами переходят в тонкозернистые песчаники.

Описываемую верхнюю пачку мы параллелизуем с радиолитовым горизонтом Чангырташа, хотя органических остатков в ней и не обнаружено.

4. **Гипсоносная свита** (датский ярус); пласты № 102—106; обр. № 343—345; М.—34,10 *м*.

Гипс очень плотный, белый, мелкокристаллический, „сахаристый", в нижней части с редкими горизонтами плотных, светло-лиловых, светло-зеленых (фисташковых) глин, по трещинкам весьма сильно обогащенных гипсом.

В подошве свиты залегают плотные и крепкие, светло-лиловые, алевритовые, огипсованные глины, образующие при выветривании сфероидальную отдельность.

Общая мощность верхнемеловых отложений Науката равна 231,80 *м*.

5. **Бухарский ярус** (?) (палеоцен); пласт № 106^1; М.—8,50 *м*.

Гипс белый, плотный, мелкокристаллический, местами с линзами огипсованных доломитов. Органических остатков в доломитах обнаружить нам не удалось, однако находки О. С. Вялова (1945_2) в западной части Наукатской котловины (Абшир) характерных корбулид бухарского яруса дают основание отнести эти слои Науката к данному ярусу.

Отсутствие здесь нижней глинистой пачки бухарского яруса, так полно развитой в соседнем Ялпакташском разрезе, заставляет предполагать наличие скрытого стратиграфического несогласия между датским и бухарским ярусами.

6. Сузакский ярус (палеоцен — нижний эоцен); пласты № 107—112; обр. № 346—349; М.—19,0 *м*.

Сузакский ярус в нижней половине представлен алевролитами, а в верхней — глинами, изредка чередующимися с пропластками крепкого, мелкокристаллического гипса мощностью 0,5—1,0 *м*.

Алевролиты — кирпично-красные, светло-розовые, иногда лиловые, плохо отсортированные.

Глины — плотные, светло-зеленые, охристо-красные, алевролитовые.

И те и другие разности пород не вскипают от HCl.

Органических остатков в глинах и алевролитах не обнаружено. К сузакскому ярусу описываемые слои отнесены только на основании их залегания между фаунистически охарактеризованными горизонтами алайского яруса и гипсами бухарского яруса.

7. Алайский ярус (средний эоцен); пласты № 113—115; обр. № 350—353; М.—11,50 *м*.

Очень крепкие, светло-серые, светло-зеленые известняки, внизу доломитистые и обогащенные обломочным материалом в виде кремневых и других по составу галек, до 5 *см* в поперечнике. Галька, как правило, плохо окатана.

В средней части известняков встречается Ostrea turkestanensis Rom.—руководящая форма алайского яруса.

В кровле — известняки мелкоракушечные, с большим количеством раковин мелкой фауны. Кровля пласта срезается красноцветной песчано-глинистой свитой неогена, а потому приведенная мощность алайского яруса неполная.

Некоторое представление о стратиграфически более высоких горизонтах палеогена Науката можно составить из описания О. С. Вялова (1945₂). Согласно его данным, в Бурбаше, несколько западнее от Науката, выше известняков алайского яруса развиты зеленые глины с многочисленными остатками Fatina esterhazyi Pav. и F. böhmi Vial. и желтоватые известняки-ракушечники туркестанского яруса; мощность 4—5 *м*.

Верхнеферганский подотдел палеогена (риштанский, исфаринский и ханабадский ярусы) выражен пачкой зеленых и серых глин, едва достигающей по мощности 5 *м*.

Заметное сокращение мощности (до 4—5 *м*) наблюдается и для сумсарского яруса, представленного здесь малиновыми глинами, с остатками Gryphaea (Ferganea) sewerzowi Rom.

Рассматривая литограмму, нетрудно заметить (см. рисунок 11), что среди верхнемеловых и палеогеновых пород Науката преобладают глины, карбонаты и сульфаты. На кривых механической дифференциации только в свите Яловач становится заметной роль псаммитов, весьма широко развитых в подстилающих отложениях нижнего мела.

Особенности в строении разрезов верхнего мела и палеогена свидетельствуют о том, что в эти эпохи наукатский участок располагался так же, как и Чангырташский, в некотором удалении от береговой линии бассейнов и источников сноса.

Кривая содержания CO_2 четко обособляет по этому признаку ряд секций стратиграфической колонки.

Нижняя и верхняя трети экзотировой свиты обнаруживают повышенное содержание CO_2, а средняя ее часть, наоборот, имеет нулевые значения CO_2.

Свита Яловач, как и в Чангырташе, характеризуется нулевыми значениями CO_2. Это же можно сказать и о всех вышележащих свитах верхнего мела и согдийского отдела палеогена, если не считать некоторого повышения значений CO_2 в кровле пестроцветной свиты, соответствующей радиолитовому горизонту.

Резкое изменение кривая CO_2 претерпевает на границе сузакского и алайского ярусов.

Алайский ярус сложен исключительно известняками и их доломитовыми разностями, без существенных примесей обломочного материала.

Индивидуализированные пласты гипса и огипсованных алевропелитов наблюдаются почти исключительно в датском, бухарском и сузакском ярусах, т. е. аналогично Чангырташу. Более того, здесь датский ярус сложен главным образом гипсом, и в этом отношении разрез Науката стоит ближе к разрезам южноферганской полосы, чем к чангырташскому.

Некоторое увеличение хлоридов в песчано-глинистых породах пестроцветной свиты и сузакского яруса, отмечаемое на кривой Cl^1, хорошо согласуется с полузамкнутым характером сенонского и сузакского морских бассейнов Ферганы.

IX. РИШТАН

Риштанское нефтяное месторождение расположено в 20 *км* к югу от станции Серово Ташкентской ж. д. (см. рис. 1).

В строении месторождения принимают участие кайнозойские отложения, собранные здесь в антиклинальную складку широтного простирания.

Стратиграфически наиболее низкими горизонтами, обнажающимися на дневной поверхности, являются карбонаты алайского яруса, слагающие сводовую часть антиклинали. Антиклиналь имеет асимметричное строение, с крутым (70—80°) северным крылом и пологим (25—30°) южным.

К западу от центрального, тутаксайского, участка углы падения северного крыла постепенно увеличиваются; на западном, пидаусайском, участке оно опрокинуто и осложнено продольным разрезом, вследствие чего карбонатные пачки алайского яруса лежат на слоях с Platygena asiatica Rom. риштанского яруса.

Приводимый ниже разрез составлен в основном по южному крылу Риштанской антиклинали, в урочище Пидаусай, и только верхняя его часть, начиная с глин сумсарского яруса, описана по северному крылу.

В 1939 г. нами здесь записан следующий разрез (рис. 12).

1. Алайский ярус (средний эоцен); пласты № 1—27; обр. № 371^1—398^1; М.—30,30 *м*.

Алайский ярус сложен карбонатами, в основном известняками, с подчиненными прослоями доломитовых известняков и мергелей.

Известняки обычно крепкие и очень крепкие, светло-серые, нередко пелитоморфные, кремнистые. Выделения кремния наблюдаются и в виде конкреций, образующих выдержанные по простиранию прослои.

Наряду с массивными, силицитизированными разностями, отмечаются мелкоракушечные, ноздреватые известняки, переполненные остатками мелкой фауны, в частности, гастроподами. Кроме того, встречаются раковины крупных устриц — Ostrea turkestanensis Rom.

Доломиты по внешнему виду трудно отличимы от известняков, если не считать их меньшей крепости и желтовато-серой окраски.

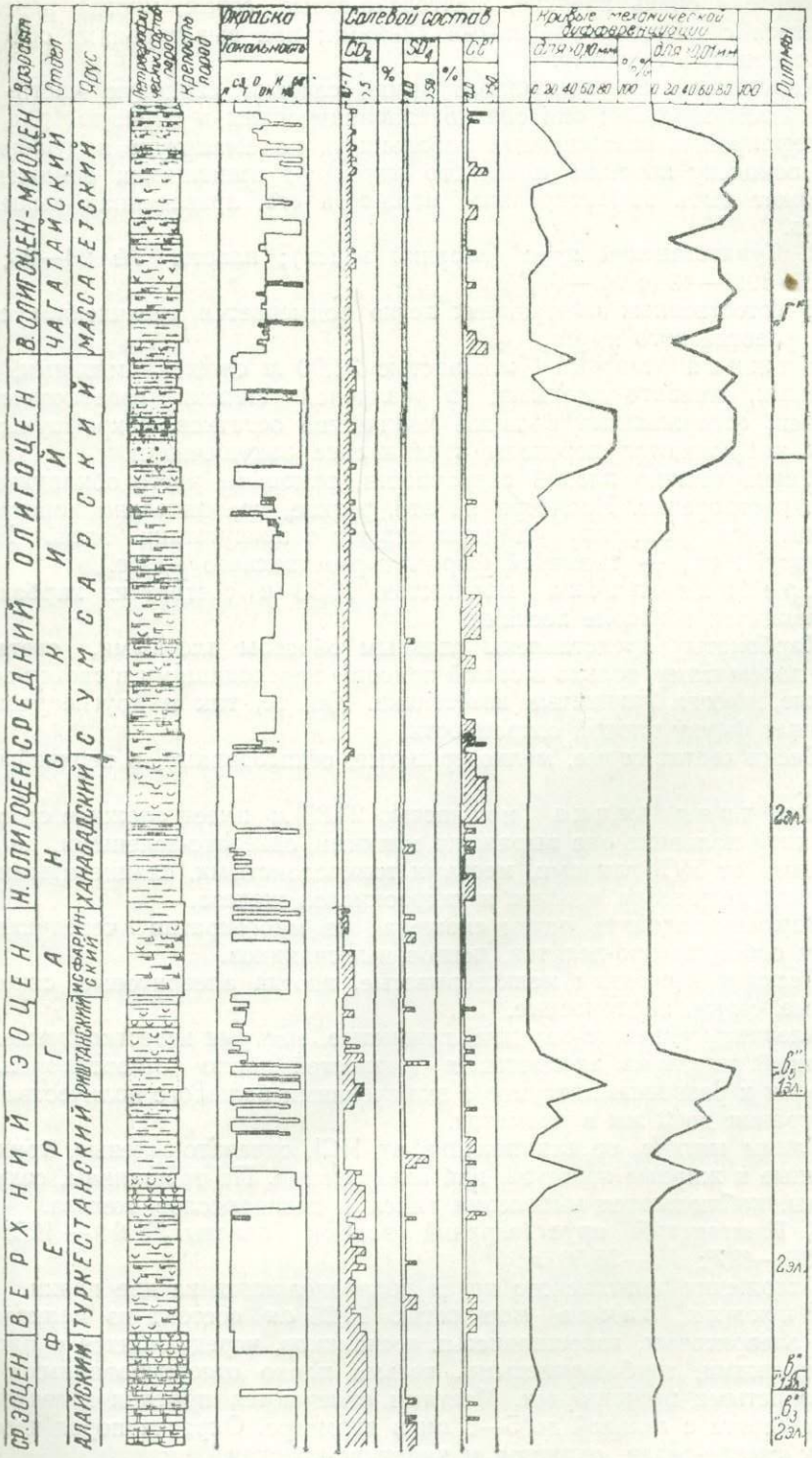


Рис. 12. Литограмма палеогеновых отложений Риштанского района. Составил А. М. Габрильян.

Мергели очень крепкие, желтовато-серые, серые, иногда переслаивающиеся с желтовато-зелеными глинами; при выветривании образуют остроребристую щебенку.

Карбонаты, как отмечалось выше, слагают сводовую часть риштанской антиклинали; они сильно дислоцированы и образуют ряд мелких гофрировок, осложненных небольшими по амплитуде нарушениями.

Поскольку подошва алайского яруса по имеющимся обнажениям не может быть зафиксирована, мощность его, приведенная выше, неполная.

2. **Туркестанский ярус** (верхний эоцен); пласты № 28—93; 93[1]; обр. № 399[1]—468[1]; М.—67,05 *м*.

В естественных обнажениях легко подмечается трехчленное строение туркестанского яруса.

Нижняя пачка мощностью 31,90 *м* сложена мягкими, реже плотными, синевато-зелеными, в различной степени известковистыми глинами, содержащими большое количество остатков макрофауны; местами наблюдаются переходы в глинистые ракушечники.

Фауна обычно плохой сохранности, раковины часто обнаруживают следы растворения. Несмотря на это, редкие, сравнительно хорошо сохранившиеся раковины свидетельствуют о присутствии здесь Fatina esterhazyi Pav., — типичной формы туркестанского яруса.

Средняя пачка мощностью 10,30 *м* состоит из карбонатов, сменяющихся в кровле песками.

Карбонаты представлены главным образом плотными, светло-серыми доломитами, только в самой подошве переходящими в светло-серые, крепкие, иногда глинистые известняки. Как те, так и другие разности содержат фауну плохой сохранности.

Пески светло-серые, мелкозернистые, огипсованные, в верхней части бурые.

Верхняя пачка мощностью 24,85 *м* имеет сложное строение. В нижней половине она выражена мягкими, синевато-зелеными, не вскипающими от HCl глинами, местами тонкослоистыми, сланцеватыми; характерны выделения ярозита и гидроокислов железа.

Верхняя половина пачки сложена из многократно чередующихся между собой алевро-пелитов, песков и песчаников.

Пески и песчаники мелкозернистые, иногда алевритовые, синевато-зеленые, серые, нефтеносные.

Алевриты синевато-зеленые, глинистые, местами известковистые. Обломочный материал алевритовых разностей плохо отсортирован, что приводит к развитию паттумов с включениями большого количества мелкого гравия до 3 *мм* в диаметре.

Глины мягкие, не вскипающие от HCl, синевато-зеленые, тонко-отмученные и жирные наощупь, или алевритовые. По трещинкам, секущим породы, наблюдаются выделения гипса и гидроокислов железа.

3. **Риштанский ярус** (верхний эоцен); пласты № 94 — 123; обр. № 469[1]—497[1]; М.—26,50 *м*.

Отложения риштанского яруса подразделяются на две пачки.

Нижняя пачка мощностью 10,25 *см* состоит из мелкозернистых, алевритовых, известковистых песчаников, чередующихся с плотными, крепкими, грубозернистыми, весьма плохо отсортированными известковистыми песчаниками. Местами отмечаются прослои галечника и конгломерата с галькой до 5—6 *см* в диаметре. Окраска пород непостоянная: светло-серая, охристая и кирпично-красная.

По вертикали и по простиранию конгломераты сменяются грубозернистыми песчаниками, а последние — алевритами и глинами.

Появление в низах риштанского яруса плохо отсортированных галечников и конгломератов, а также кирпично-красная окраска пород ряда горизонтов среди вмещающих зеленых и табачных глин дают основание предполагать наличие размыва на границе туркестанского и риштанского ярусов.

Описанная пачка, некоторые песчаные прослои которой нефтеносные, соответствует горизонту «п» К. П. Калицкого.

Верхняя, большая по мощности, часть риштанского яруса (16,25 *м*) сложена типичными для нее мягкими, иногда плотными, преимущественно табачных тонов глинами, не вскипающими от HCl. Глины перемежаются с прослоями плотных устричных банок, состоящих из скопления Platygena asiatica Rom.

4. **Исфаринский ярус** (верхний эоцен); пласты № 124—134; обр. № 498[1]—508[1]; М.—25,45 *м*.

Глины плотные, светлобурые, не вскипающие от HCl, кремнистые, обогащенные ярозитом и гидроокислами железа. При выветривании глины образуют характерную, хрустящую под ногами, остроребернyю щебенку.

Сравнительно часто встречаются остатки Isocardia eichwaldi Rom., а также Radiolaria и песчаные формы фораминифер — Haplophragmoides sp. и Trochammina sp.

5. **Ханабадский ярус** (нижний олигоцен); пласты № 135—154; обр. № 509[1]—530[1]; М.—43,15 *м*.

Ханабадский ярус по составу слагающих его пород подразделяется на две части.

Нижняя часть мощностью 22,0 *м* состоит из глин, преимущественно плотных, не вскипающих от HCl, окрашенных в табачные зеленовато-охристые и синевато-зеленые тона.

Микрофауна представлена исключительно песчаными видами фораминифер—Haplophragmoides ex gr. emaciatum Brady, H. ex canariensis d'Orb. и Trochammina aff. diagonis Carsey.

Верхняя часть яруса сложена мягкими, синевато-зелеными, иногда сланцеватыми, не вскипающими от HCl глинами, в которых часто встречаются Ostrea tianschanensis Rom., Gastropoda.

Ассоциация фораминифер здесь существенно отличается от нижней части. На смену песчаным формам приходят виды с известковистой раковинкой. Отсюда определены: Proteonina difflugiformis (Brady), Spiroplectammina tuaevi Mor., Miliolina ex gr. seminulum Linne, Miliolina sp. 2, Miliolina sp. 3, Nonion ex gr. laevis d'Orb., N. Laevis var. granulosum Mor., N. uzbekistanensis Bykova и др. Кроме фораминифер, здесь отмечаются и остракоды.

Глины ханабадского яруса по многочисленным трещинкам заметно обогащены калийными солями.

6. **Сумсарский ярус** (средний олигоцен); пласты № 155—216; обр. № 531[1]—599[1]; М.—111,25 *м*.

Сумсарский ярус в нижней, большей по мощности части (76,0 *м*) представлен плотными, иногда мягкими, красными (малиновыми) и охристо-красными, известковистыми глинами, местами содержащими остатки мелкой фауны плохой сохранности.

Среди разнообразного комплекса фораминифер определены—Cibicides subbotinae Bykova и C. praecursorius Schwag., впервые появляющиеся в отложениях сумсарского яруса.

Эта глинистая пачка соответствует горизонту „q" К. П. Калицкого; выше по разрезу она сменяется рыхлыми, в основном светло-серыми

среднезернистыми, местами нефтеносными, песчаниками, в подошве чередующимися с мягкими, синевато-зелеными глинами.

Песчаники содержат руководящие виды сумсарского яруса—Exogyra ferganensis Rom. и Ex. galeata Rom. Залегают они на малиновых глинах со следами размыва.

В кровле песчаники переслаиваются с известковистыми алевролитами и глинами. При этом терригенный материал в песчаниках становится плохо отсортированным: появляются включения кварцевых и кремнистых зерен до 3 *мм* в диаметре.

Микрофауна, за исключением переотложенных фораминифер из зоны Rotalidae алайского и туркестанского ярусов, здесь отсутствует. Описываемая песчаниковая пачка (35,25 *м*) соответствует горизонту „ч" К. П. Калицкого. Выше залегает толща красноцветных обломочных пород массагетского яруса.

Суммарная мощность морских палеогеновых отложений, обнажающихся в Риштане, равна 303,70 *м*.

Имеющиеся на поверхности нефтепроявления, приуроченные к палеогеновым породам, весьма не выдержаны по простиранию. Так, если в восточной половине месторождения, по северному крылу антиклинали, насчитываеся пять нефтеносных горизонтов, расположенных в туркестанском и риштанском ярусах, то на южном крыле, а также по мере продвижения на запад интенсивность нефтепроявлений и количество горизонтов уменьшаются.

Уже в урочище Пидау горизонты „т" (туркестанский ярус) и „п" (риштанский ярус) не обнаруживают признаков нефти, а в горизонте „ч" наблюдаются только слабые нефтепроявления.

Такое „пятнистое" распределение нефти как по стратиграфическому разрезу, так и по площади характерно для Риштанского месторождения.

При рассмотрении литограммы Риштана в целом (см. рис. 12) прежде всего бросается в глаза почти повсеместное отсутствие песчаных и более грубых по составу образований. Основная роль в строении разреза принадлежит глинистым и карбонатным породам.

Пески и песчаники появляются только в двух секциях стратиграфической колонки—в риштанском, сумсарском и, отчасти, в туркестанском ярусах, что хорошо видно на кривых механической дифференциации.

Наличие песчано-гравийниковых отложений в низах риштанского яруса, их залегание с размывом на туркестанских глинах знаменует собой развитие восходящих, сравнительно крупных по амплитуде вертикальных движений в начале риштанского века.

Проявление этих движений мы видели при описании разрезов Варзыка, Нарына, Чангырташа, и, следовательно, можно говорить об охвате ими Ферганской депрессии в целом.

Второй максимум на кривой содержания фракций >0,10 *мм* соответствует верхам сумсарского яруса и также хорошо согласуется с региональным проявлением восходящих движений конца сумсарского века.

Участки повышенного содержания CO_2 обособляют алайский ярус и нижнюю половину туркестанского, низы риштанского и сумсарский ярус палеогена. Остальные секции разреза, наоборот, характеризуются нулевыми значениями CO_2. К ним относятся верхи туркестанского и риштанского ярусов, а также исфаринские и ханабадские слои.

На кривой содержания Cl' четко вырисовывается зона максимума, приходящаяся на глинистую пачку верхней половины ханабадского и некоторые горизонты сумсарского ярусов. Естественно, что подобное

распределение в разрезе карбонатных и хлористых сингенетических компонентов пород отнюдь не случайно, а обусловлено геохимическими условиями, существовавшими в зоне осадконакопления.

X. СОХ

Меловые и палеогеновые отложения Соха изучены на участке, расположенном в 1 *км* к югу от небольшого селения Актурпак, Халмионского района, Ошской области Киргизской ССР (см. рис. 2). Здесь русло р. Сох прорезает большую антиклинальную складку, переклинальные окончания которой располагаются на противоположных берегах реки.

Западная часть антиклинали находится на территории Узбекской ССР и сложена нижнемеловыми красноцветными образованиями, на которых с большим угловым несогласием залегают древнечетвертичные конгломераты сохской свиты.

Восточная часть антиклинали, находящаяся на правом берегу реки Сох, вырисовывается полнее благодаря тому, что сохские конгломераты здесь срезают более высокие (третичные) горизонты разреза.

В 1948 г. нами совместно с А. Г. Бабаевым[1], работавшим под руководством автора, здесь записан следующий разрез (рис. 13).

1. Экзогировая свита (сеноман-турон); пласты № 19—43; обр. № 937—961; М.—47,10 *м*.

В естественных обнажениях довольно ясно выступает трехчленное строение экзогировой свиты, знакомое нам уже по разрезу Науката.

Нижняя пачка (мощность 27,75 *м*) представлена крепкими известняками и доломитовыми известняками зеленовато-серых тонов, с подчиненными прослоями известковистых доломитов.

В нижней половине известняки обогащены песчаным материалом и содержат многочисленную фауну, среди которой легко распознается руководящий вид—Exogyra columba Lam.

Средняя пачка состоит из чередующихся между собой сиренево-бурых, зеленых, зеленовато-серых и розовых глин, не вскипающих от HCl; мощность ее—7,70 *м*. Некоторые из плотных прослоев глин отличаются раковистым изломом и содержат мелкую фауну плохой сохранности.

Выше по разрезу глины сменяются глинистыми доломитами и мергелями, перемежающимися с песками и песчаниками; мощность—12,65 *м*.

Доломиты очень крепкие, светло-розовые, светло-серые, тонкозернистые, пористые, с включениями терригенного материала.

Мергели по внешнему виду сходны с доломитами, крепкие, светло-серые, иногда с розовыми пятнами; обогащены песчаным материалом.

Пески, развитые здесь, мелкозернистые, хорошо отсортированные, кирпично-красные, слюдистые.

Песчаники выражены плотными, известковистыми, среднезернистыми, полимиктовыми разностями серых или розоватых тонов. Нередко в них встречаются обломки от 2—3 *мм* до 3 *см* в диаметре. Песчаники косослоистые; рисунок косой слоистости соответствует типу временных потоков.

2. Свита песков Яловач (сеноман-турон); пласты № 44—81; обр. №962—986; М.—54,35 *м*.

---

[1] А. Г. Бабаевым составлена нижняя часть разреза, до пестроцветной свиты включительно.

Свита Яловач имеет двухчленное строение. Внизу залегает пачка (мощность 25,90 *м*) мелкозернистых, хорошо отсортированных слюдистых песков, окрашенных в розовато-красные и светло-розовые тона. Выше пески сменяются многократно чередующимися между собой алевро-пелитами, песками и песчаниками, с подчиненными пропластками доломитов и мергелей; мощность их—28,45 *м*.

Глины кирпично-красные, местами зеленоватые, алевритовые, слюдистые; как правило, не вскипают от HCl. Нередко они плохо отсортированы и содержат включения песчаного материала.

Алевролиты листоватые, мясо-красные, пестрые, иногда известковистые, с тонкими пропластками зеленых, песчанистых глин.

Пески мелкозернистые, полимиктовые, слюдистые, хорошо отсортированные, кирпично-красных и зеленовато-серых тонов.

Песчаники представлены мелкозернистыми, слюдистыми, рыхлыми и плотными разностями, окрашенными в желтовато-бурые и розовато-бурые тона; обломочный полимиктовый материал обычно хорошо отсортирован.

Доломиты крепкие, розовые, с сиреневым оттенком; мергели—плотные, пестрые, в основном зеленоватые. Как те, так и другие обогащены включениями зерен песка.

Органических остатков в свите Яловач обнаружить не удалось.

3. Пестроцветная свита (сенон); пласты № 82—132; обр. № 987—1018; М.—76,40 *м*.

В нижней половине сложена главным образом песками и песчаниками, чередующимися с глинами, количество которых заметно возрастает в подошве пачки.

Пески мелкозернистые, светло-серые, зеленовато-серые, розовато, бурые, слюдистые, хорошо отсортированные, местами огипсованные.

Песчаники различной степени цементации плотные или рыхлые мелкозернистые, розовато-красные, светло-серые, бледно-розовые; в некоторых прослоях они сильно известковистые.

Глины мягкие, плотные, пестроокрашенные (темно-зеленые, кирпично-красные, мясо-красные, сиреневые и других тонов), иногда листоватые и жирные на ощупь, иногда алевритовые. Все разности не вскипают от действия HCl.

Для верхней части свиты характерно появление среди песчано-глинистых отложений горизонтов мергелей и доломитов, а также известковистого цемента в составе обломочных пород.

Доломиты крепкие, плотные, светло-серые, светло-зеленые, пелитоморфные, как правило, плохо пористые, хотя местами отмечаются и хорошо пористые участки. В некоторых прослоях доломиты обогащены алевро-пелитовым материалом и выделениями гипса по трещинам.

Редкие пропластки мергелей выражены очень крепкими, светло-желтыми разностями, имеющими брекчиевидное сложение; по многочисленным трещинкам выделения вторичного гипса.

Органических остатков, кроме редких Ostracoda (ядра плохой сохранности), в пестроцветной свите не найдено. Однако характерная окраска пород и залегание выше их гипсов Гознау (датский ярус) не оставляют никаких сомнений в принадлежности описываемых слоев к этой свите.

Больше того, появление в ее верхах прослоев доломитов и мергелей и возрастание здесь роли глин среди обломочных пород позволяют видеть в них синхроничные аналоги радиолитового горизонта Восточной Ферганы.

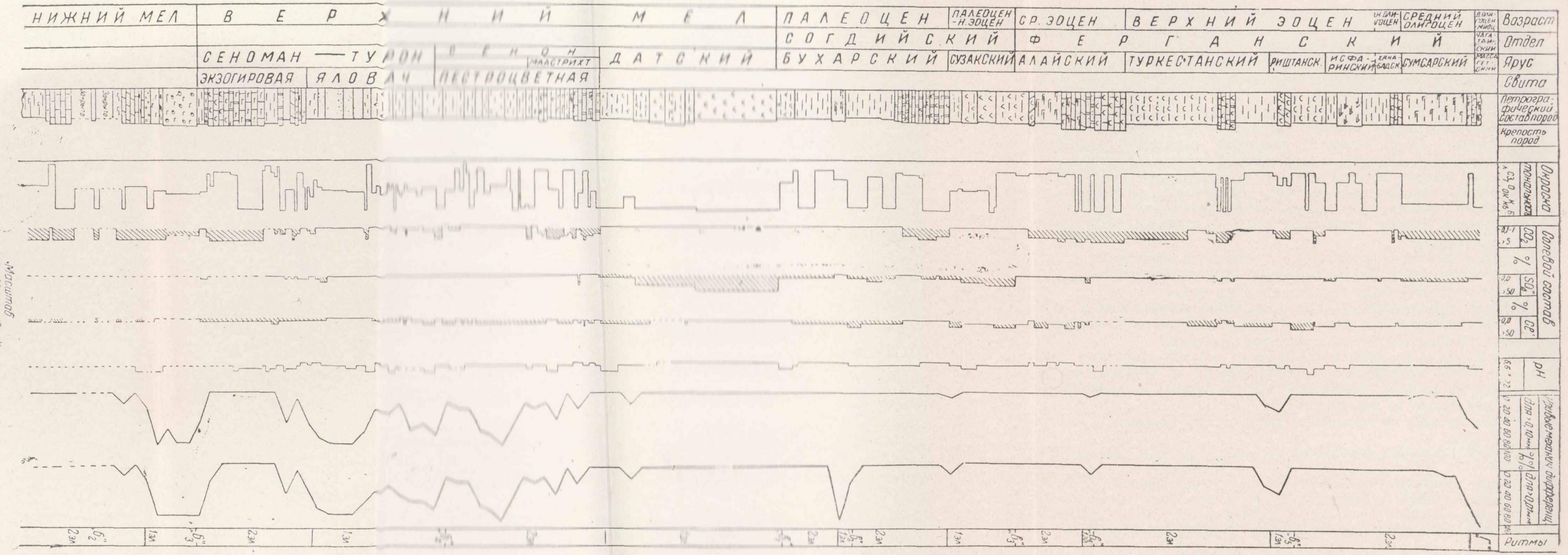


Рис. 13. Литограмма верхнемеловых и палеогеновых отложений Сохского района.
Составил А. М. Габриэлян по личным наблюдениям и данным А. Г. Бабаева.

4. Свита гипсов Гознау (датский ярус); пласты № 133—146; обр. № 1019—1026; М.—80,55 *м*.

Внизу пачка преимущественно красных, светло-серых, сильно огипсованных глин, чередующихся с пластами гипса; мощность—44,15 *м*. Глины обычно плотные, комковатые, изредка алевритовые, тонколистоватые.

Вверху залегает мощный пласт (36,40 *м*) плотного, белого, мелкокристаллического гипса, известного в Южной Фергане под названием свиты гипсов Гознау (горизонт „i" К. П. Калицкого).

Общая мощность отложений верхнего мела района Сох равна 259,40 *м*.

5. Бухарский ярус (палеоцен); пласты № 147—159; обр. №1027—1044; М.—76,50 *м*.

Бухарский ярус по литологическому составу развитых в нем пород подразделяется на две пачки.

Нижняя пачка мощностью 52,10 *м* состоит из темно-серых, светло-зеленых, то мягких и тонколистоватых, то плотных глин, не вскипающих от HCl. Глины по трещинкам нередко обогащены выделениями гидроокислов железа и волокнистого гипса.

В двух пластах (№ 147, 152) встречены остатки фораминифер (Miliolina sp. u Haplophragmoides sp.) и остракод; в глинах пласта № 148 отмечены многочисленные отпечатки мелкой фауны.

В средней части пачки (горизонт № 150) обращает внимание присутствие пестрого (зеленоватого и охристого) алевролита, с доломитовым цементом.

Верхняя пачка мощностью 24,40 *м* сложена доломитами с подчиненными пропластками магнезиальных доломитов и известняков.

Доломиты крепкие, плотные, белые, светло-желтые, иногда светло-розовые, местами хорошо пористые. В обнажениях они образуют характерные ниши выдувания, выполненные „доломитовой мукой".

В подошве пачки доломиты несколько обогащены обломочным материалом; некоторые прослои содержат редкие остатки корбул и Modiola jeremejewi Rom., указывающие на принадлежность их к бухарскому ярусу.

Пропластки магнезиальных доломитов по внешнему виду не отличимы от обычных доломитов и установлены нами лишь в результате проведения термических исследований.

Известняки также весьма сходны с доломитами, однако, благодаря различной вскипаемости при действии на них HCl они сравнительно легко распознаются.

6. Сузакский ярус (палеоцен—нижний эоцен); пласты №160—167; обр. № 1045—1051; М.—30,00 *м*.

Сузакский ярус сложен главным образом сильно огипсованными, различными по окраске глинами.

Нижняя, бóльшая по мощности (21,20 *м*) часть состоит из мягких, плотных, ярко-красных и коричневых глин, верхняя—из тонкоотмученных, голубых разностей.

И те и другие не вскипают от HCl и изредка перемежаются с пластами плотного гипса.

Органических остатков в этой свите не найдено, и относится она к сузакскому ярусу только на основании положения ее в разрезе,—между фаунистически охарактеризованными слоями бухарского и алайского ярусов.

7. Алайский ярус (средний эоцен); пласты № 168—184; обр. № 1052—1067; М.—50,30 *м*.

Глины мягкие, плотные, светло-зеленые, зеленовато-бурые, обычно известковистые, в средней части с прослоем мергелистого ракушечника, переполненного типичными алайскими устрицами — Ostrea turkestanensis Rom.; мощность—18,95 *м*.

В глинах пласта № 170 встречены фораминиферы—Nonion ex gr. laevis d'Orb., N. communis d'Orb. var. ispharensis Bykova, Elphidium rischta nicum Bykova var. ferganensis Bykova, а в № 171, кроме этих форм, определены Discorbis ferganensis Bykova, Cibicides sp.,— Ostracoda.

Выше залегает пачка известняков с редкими прослоями доломитов мергелей и глин; мощность 31,35 *м*.

Известняки очень крепкие, крепкие, массивные, светло-зеленые, светло-серые, иногда мелкоракушечные, обычно с редкими остатками макрофауны, среди которой легко распознается Ostrea turkestanensis Rom. В подошве известняки становятся заметно глинистыми и менее крепкими. Доломиты крепкие, светло-зеленые, плохо пористые, мажущие руки; обогащены терригенным (песчаным) материалом, местами содержат остатки фауны. Мергели крепкие, светло-зеленые, массивнослоистые, практически непористые. Редкие пропластки глин представлены плотными, светло-зелеными, известковистыми разностями.

8. Туркестанский ярус (верхний эоцен); пласты № 185—196; обр. № 1068—1084; М.—65,95 *м*.

В районе Соха мы вновь встречаемся с знакомыми уже нам по предыдущим разрезам трехчленным строением туркестанского яруса.

Нижняя его часть (мощность 42,35 *м*) состоит из мягких, темно-зеленых, иногда табачных, известковистых глин, переполненных остатками устриц, обычных для туркестанского яруса Ферганской депрессии. Отсюда определены Fatina böhmi Vial., F. ex gr. esterhazyi Pav., F. esterhazyi Pav. var. alpha Vial., F. beldersaiensis Cor., F. böhmi Vial. var. transita Vial., F. beldersainensis Gor. var. romanowskyi Böhm., F. esterhazyi Pav. var. buchsei Grew. и F. esterhazyi Pav. var. gamma Vial.

Скопления устриц местами настолько многочисленны, что глины переходят в глинистые ракушечники.

Кроме устриц, здесь встречены фораминиферы—Nonion ex gr. laevis d'Orb., Elphidium rischtanicum Bykova var. ferganensis Bykova, Cibicides sp., а также Ostracoda.

Средняя пачка сложена известняками и доломитами; мощность ее 8,60 *м*.

Известняки крепкие, очень крепкие, светло-серые, светло-желтые, хорошо пористые, массивные, с обильными остатками мелких пелеципод и гастропод, вследствие чего они часто переходят в мелкоракушечные разности.

Описываемые известняки являются основным типом резервуарных пород туркестанского яруса, так как разделяющие их тонко-слоистые известняки, а также доломиты весьма плотные и практически непроницаемые.

Доломиты крепкие, светло-желтые, тонкослоистые или массивные, огипсованные и, в отличие от известняков, не содержат фауны.

В кровле туркестанского яруса развиты мягкие, темно-зеленые и табачных тонов тонколистоватые глины, не вскипающие от HCl; мощность—15,00 *м*. Глины весьма обогащены гидроокислами железа, придающими им местами ярко-красную (вторичную) окраску.

9. Риштанский ярус (верхний эоцен); пласты № 197—208; обр. № 1085—1097; М.—24,80 *м*.

Риштанский ярус по литологическому составу слагающих пород подразделяется на две пачки.

Нижняя пачка мощностью 9,00 *м* состоит в основном из песчаников и мергелей. Песчаники плотные, крепкие, светло-зеленые, охристые, мелко- и среднезернистые, нередко плохо отсортированные; содержат остатки мелкой фауны. В составе цемента в одних случаях преобладает кварц, в других—кальцит.

Мергели крепкие, плотные, светло-желтые, светло-зеленые, переполнены остатками мелкой фауны (в большинстве случаев ядра), среди которой распознаются—руководящий вид риштанского яруса Liostrea simplex Desh. и гастроподы.

Верхняя пачка представлена глинами, чередующимися с подчиненными пропластками мергелистых ракушечников; мощность—15,80 *м*.

Глины мягкие, охристо-зеленые и табачных тонов, тонколистоватые, неизвестковистые, иногда жирные на ощупь; по трещинкам выделения волокнистого гипса и гидроокислов железа.

Мергелистые ракушечники плотные, крепкие, светло-зеленые, с многочисленными остатками Platygena asiatica Rom. и гастропод.

10. Исфаринский ярус (верхний эоцен); пласты № 209—214; обр. № 1098—1103; М.—22,90 *м*.

Исфаринский ярус сложен характерными для данной секции стратиграфического разреза Ферганы плотными, крепкими, бурыми кремнистыми глинами, не вскипающими от HCl, переслаивающимися с мягкими, темно-зелеными, жирными наощупь, глинами, также неизвестковистыми.

В некоторых прослоях глины тонколистоватые и обогащены ярозитом; отмечаются отпечатки Isocardia eichwaldi Rom. и многочисленные гастроподы (Turritella ferganensis Vial. et Soloun).

Ближе к кровле яруса обнаружены песчаные формы фораминифер—Haplophragmoides ex gr. emaciatum Brady, H. ex gr. canariensis d'Orb., Trochammina aff. diagonis Carsey; в средней части Radiolaria.

11. Ханабадский ярус (нижний олигоцен); пласт № 215; обр. № 1104—1109; М.—10,80 *м*.

Глины плотные, местами мягкие, ярко-зеленые (фисташковые), тонкоотмученные, по трещинкам обогащенные вторичным гипсом. Встречаются остатки макрофауны, в частности Ostrea tianschanensis Rom. и неопределимые до вида ядра фораминифер (Miliolina? sp.)

12. Сумсарский ярус (средний олигоцен); пласты № 216—219; обр. № 1110—1120; М.—35,75 *м*.

В бо́льшей части (31,50 *м*) сумсарский ярус состоит из плотных, красных (малиновых), иногда жирных на ощупь, известковистых глин, чередующихся с прослоями глинистых ракушечников. Последние переполнены остатками руководящих форм этого яруса—Exogyra galeata Rom., Ex. ferganensis Rom., Ostrea ex gr. longilostris Lam., O. sumsarica sp. nov. и Gryphaea severzowi Rom.

В подошве залегает пласт плотных, светло-зеленых, лиловых, известковистых глин и мергелей мощностью 1,0 *м* с многочисленной фауной и желваками фосфоритов; это—горизонт „р" К. П. Калицкого.

Наряду с Gryphaea severzowi Rom. отсюда определены фораминиферы Nonion uzbekistanensis Bykova, N. ex gr. laevis d'Orb., Baggina valvulineriformis Bykova, Cilicides mundus Bykova, C. khanabadensis Mjasnikova, C. ex gr. subbotina Bykova.

В комплекс фораминифер, обнаруженных в малиновых глинах, входят—Bolivinopsis tuaevi Morosova, Nonion uzbekistanensis Bykova, N. ex gr. laevis d'Orb., Cibicides mundus Bykova. C. subbotinae Bykova, C. khanabadensis Mjasnikova, C. lobatulus Walker et Jacob.

Выше по стратиграфическому разрезу глинистые образования сменяются плотными, светло-серыми, светло-розовыми, мелко- и среднезернистыми известковистыми песчаниками, местами с включениями хорошо окатанных зерен кварца и кремния диаметром 2—6 *мм*.

Есть основания в этих песчаниках видеть синхроничные аналоги горизонта „ч" К. П. Калицкого.

На песчаниках сумсарского яруса залегает небольшая по видимой мощности (выше склон, закрытый наносами) пачка плотных, кирпично-красных пело-алевритов, обогащенных кварцевыми и кремневыми зернами, размером от 0,5 до 2 *мм*.

Эти образования относятся уже к континентальной толще массагетского яруса.

Таким образом, общая мощность морских палеогеновых отложений Соха равна 317,0 *м*.

При рассмотрении литограммы района Сох (см. рис. 13) прежде всего обращает на себя внимание четкая дифференциация по разрезу отдельных структурных типов обломочных образований, что ясно выступает на кривых механического состава пород.

Кривые эти указывают на почти исключительную приуроченность песчано-алевритовых и более грубозернистых отложений к сеноман-турону и сенону. Особенно велика роль песчаников и алевритов в строении свит песков Яловач и пестроцветной.

Появление в верхах экзогировой свиты сравнительно мощных, иногда косослоистых горизонтов кирпично-красных песчаников и песков обособляет по этому признаку разрез Соха от Наукатского разреза, расположенного к востоку от него.

Датские слои и весь морской палеоген представлены карбонатами, сульфатами и глинами. Подобная картина только изредка нарушается появлением небольших по мощности пропластков, преимущественно алевритовых и алевролитовых пород.

Так, в средней части нижней глинистой пачки бухарского яруса развиты пестрые (зеленовато-охристые) алевролиты с доломитовым цементом, обусловливая в данном интервале появление на кривой $>0{,}01$ *мм* резкого максимума.

Менее ясно выраженные максимумы приходятся на подошву сузакского, среднюю часть алайского и подошву риштанского ярусов.

Наконец, в кровле сумсарского яруса вновь возрастает роль песчаниковых образований—факт, отмечающийся во всех разрезах Ферганской депрессии и тесно связанный с крупными восходящими движениями, имевшими место на границе среднего и верхнего олигоцена.

Кривые распределения CO_2, SO_4'' и Cl' в общих чертах повторяют картину, уже знакомую нам по предыдущим разрезам—Науката, Риштана и Чангырташа.

Карбонаты и кальцитовый цемент в составе обломочных пород встречаются главным образом в отложениях экзогировой свиты, верхней половины пестроцветной свиты, в кровле бухарского яруса, в алайском, туркестанском, подошве риштанского и сумсарском ярусах.

Свита песков Яловач, датские и сузакские слои, бо́льшая часть риштанского, исфаринский и ханабадский ярусы, наоборот, характеризуются нулевыми значениями CO_2.

Сульфаты, в виде индивидуализированных пластов гипса и гипсового цемента в глинах, локализуются, как это нетрудно видеть на кривой SO_4, в датском, бухарском и сузакском ярусах, что является отличительным признаком разрезов южноферганской полосы.

Возрастание общей мощности бухарского яруса (за счет появления в его низах пачки зеленовато-серых, хорошо отсортированных, не вскипающих от HCl глин) следует, пожалуй, рассматривать как признак, обособляющий разрез Соха от Науката и Чангырташа.

Содержание воднорастворимых хлористых соединений в составе сингенетических компонентов пород, вообще говоря, невелико, и в этом отношении трудно наметить какие-либо четкие закономерности по вертикали.

XI. ИСФАРА

Меловые и палеогеновые отложения Исфары описаны на правом берегу одноименной реки, между нефтепромыслом Нефтеабад и г. Исфарой, Ленинабадской области, Таджикской ССР (см. рис. 1).

В данном месте меловые и палеогеновые породы, слагающие моноклиналь, прекрасно обнажены, что позволяет, почти не прибегая к расчистным работам, составить полный послойный разрез.

Отложения верхнеферганского подотдела палеогена были изучены нами в 1939 г., а отложения нижнеферганского подотдела, согдийского отдела и мела—в 1948 г. совместно с А. Г. Бабаевым.

Здесь записан следующий разрез (рис. 14).

1. Экзогировая свита (сеноман-турон); пласты № 31—41; обр. № 1142—1150; М.—19,70 *м*.

По своему строению экзогировая свита подразделяется на две пачки.

Нижняя пачка (мощность 11,60 *м*) сложена в основном глинами и песчаниками с подчиненными прослоями мергелей. Глины плотные, кирпично-красные, красновато-бурые, алевритовые, слабо известковистые, комковатые; иногда содержат остатки Chara.

Песчаники различной степени цементации, то плотные, то очень крепкие, серые, крупно- и грубозернистые, полимиктовые, плохо отсортированные, известковистые, местами косослоистые. Довольно часто в них встречаются обломки различных осадочных пород размером 3—5 *мм*. Песчаники нередко перпендикулярны напластованию и по простиранию переходят в мелкогалечный конгломерат или в известняк, сильно обогащенный обломочным материалом.

В одном из горизонтов песчаника отмечается сравнительно большое количество остатков макрофауны, обычно плохой сохранности, среди которых распознаются Liostrea sp. Мергели представлены плотными, светло-сиреневыми разностями, содержащими терригенные включения.

Верхняя пачка мощностью 8,1 *м* состоит из доломитов, только в самой кровле сменяющихся мергелями. Доломиты крепкие, очень крепкие, серые, пестрые (красновато-бурые с зелеными пятнами), пелитоморфные, иногда крупнопористые; обогащены терригенным (алевритовым) материалом.

Мергели крепкие, пестроокрашенные, преимущественно красновато-бурые, с включениями мелких кварцевых галечек. Органических остатков в описываемой карбонатной пачке обнаружить не удалось.

2. Свита Яловач (сеноман-турон); пласты № 42—48; обр. № 1151—1161; М.—41,10 *м*.

В основании свиты прослеживается пласт крепкого разногалечного конгломерата с базальным типом цементации; цемент состоит из известково-глинистого вещества. Галька обычно плохо окатана и представлена роговиками, кварцем, песчаником, известняком и мергелем.

Выше конгломератов залегают пески и песчаники с очень редкими пропластками кирпично-красных, тонко-листоватых, иногда пластичных глин. Пески красновато-бурые, мелкозернистые, полимиктовые, слюдистые, хорошо отсортированные.

Песчаники обычно слабо сцементированные, в основном средне зернистые, розовые и красные, косослоистые, плохо отсортированные. Местами они переходят в грубозернистые и мелкогравийниковые разности. Характерным для них является весьма слабая вскипаемость при действии HCl.

Органических остатков в свите Яловач нет, за исключением хрупких пелеципод, мелких обломков костей динозавров и щитков черепах и крокодилов, отмечаемых О. С. Вяловым для ее кровли (193).

3. **Пестроцветная свита** (сенон); пласты № 49—79; обр. № 1162—1182; М.—55,90 *м*.

Пестроцветная свита отличается весьма сложным строением, вследствие многократного чередования различно окрашенных глин, алевролитов, песков, песчаников и доломитов. Доломиты сосредоточены в верхней части свиты, соответствующей, по нашему мнению, радиолитовому горизонту Восточной Ферганы.

Глины мягкие, плотные, пепельно-серые, сиреневые, кирпично-красные, оливково-зеленые и других тонов, чаще тонкоотмученные, листоватые, иногда жирные на ощупь, как правило, не вскипающие от HCl. В некоторых прослоях глины становятся алевритовыми, слабо известковистыми, и тогда при выветривании они образуют скорлуповатую отдельность.

Спорадически встречающиеся алевролиты представлены желтовато-зелеными, иногда огипсованными, песчанистыми разностями, содержащими включения зеленовато-голубых глин.

Пески мелкозернистые, олигомиктовые, хорошо отсортированные, слюдистые, светло-серые, желтовато-розовые и зеленовато-серые. При действии на них HCl они обычно весьма слабо вскипают.

Песчаники плотные, иногда крепкие, светло-серые, мелкозернистые, местами косослоистые и плохо отсортированные, с включениями зерен кварца диаметром до 2 *мм* и комочков мергелей. Песчаники обычно неизвестковистые, и только в редких случаях в составе цемента появляются кальцит и доломит.

Прослои доломитов крепкие, светло-серые, светло-зеленые, плохо пористые, сильно огипсованные; содержат ядра пелеципод и гастропод.

В глинах также встречены органические остатки в виде единичных экземпляров фауны плохой сохранности и растительных отпечатков.

Недавно Н. Е. Минаковой удалось в верхах описываемой свиты Исфары обнаружить фауну рудистов, что подтверждает правильность нашей трактовки этой секции стратиграфического разреза параллелизуемой нами с радиолитовым горизонтом Восточной Ферганы (Габрильян, 1951_2).

4. Свита гипсов Гознау (датский ярус); пласты № 80—82; обр. № 1183—1186; М.—49,75 *м*.

Свита Гознау сложена почти исключительно из белого, плотного, мелкокристаллического, иногда волокнистого гипса, в нижней части

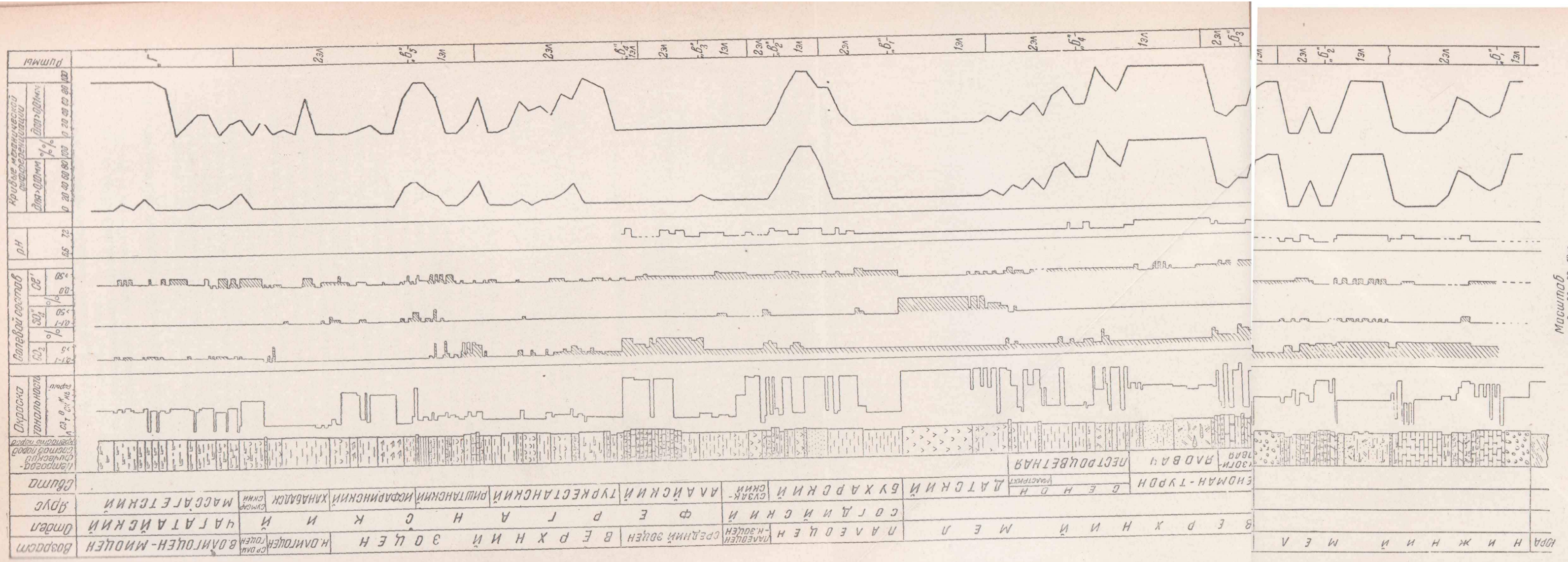


Рис. 14. Литограмма меловых и палеогеновых отложений Исфаринского района. Составил А. М. Габриэльян по личным наблюдениям и данным А. Г. Бабаева.

чередующегося с тонкими прослоями зеленовато-серых, лиловых и темно-коричневых огипсованных глин.

Общая мощность верхнемеловых отложений Исфары—166,45 *м*.

5. Бухарский ярус (палеоцен); пласты № 83—107; обр. № 1187—1210; М.—56,75 *м*.

В естественных обнажениях ясно выступает трехчленное строение бухарского яруса.

Нижняя пачка мощностью 28,15 *м* состоит из перемежающихся между собой глин и алевролитов. Глины мягкие, плотные, зеленовато-серые, пепельно-серые, темно-зеленые, хорошо отсортированные, нередко тонколистоватые, неизвестковистые; по трещинкам они часто обогащены выделениями волокнистого гипса. Алевролиты серые, зеленовато-серые, глинистые или песчанистые, иногда огипсованные; так же, как и глины, не вскипают от HCl.

Средняя пачка (мощность 24,00 *м*) сложена главным образом песчаниками, вверху с подчиненными прослоями глин. Песчаники плотные, крепкие, светло- и ярко-зеленые, охристые, мелко- и тонкозернистые, хорошо отсортированные, на отдельных участках огипсованные. Пласт № 98 содержит многочисленные остатки (преимущественно ядра) фауны, среди которых распознаются Cardita sp. Глины мягкие, плотные, светло-коричневые, охристо-зеленые, листоватые, местами известковистые; встречаются редкие остатки чешуи рыб.

Верхняя пачка (мощность 4,60 *м*) представлена в основном доломитами. Доломиты очень крепкие, светло-зеленые, серые, плохо пористые, иногда заметно огипсованные; даже в пределах обнажения они часто сменяются белым мелкокристаллическим гипсом. Карбонаты переполнены остатками мелкой фауны. Отсюда, в частности, определена Modiola jeremejewi Rom. форма, указывающая на принадлежность описываемых слоев к бухарскому ярусу.

6. Сузакский ярус (палеоцен—нижний эоцен); пласты № 108—113; обр. № 1211—1215; М.—15,70 *м*.

Сузакский ярус сложен плотными, светло-лиловыми, темно-коричневыми, тонкоотмученными глинами, чередующимися с пластами крепких, реже плотных, мелкокристаллических гипсов. Глины разбиты многочисленными трещинами, заполненными волокнистым гипсом. Последний встречается в них и в виде сфероидальных включений.

7. Алайский ярус (средний эоцен); пласты № 114—130; обр. № 1216—1235; М.—47,40 *м*.

Алайский ярус по литологическому составу слагающих его пород подразделяется на две части.

Нижняя часть мощностью 17,70 *м* состоит в основном из мягких, иногда плотных, темно-зеленых известковистых глин и глинистых ракушечников, переполненных остатками Ostrea turkestanensis Rom. и O. turkestanensis Rom. var. angustifroks Vial и подтверждающими принадлежность этих слоев к среднему эоцену.

Кроме того, здесь встречаются гастроподы, гладкостенные мелкие пелециподы, а также фораминиферы, среди которых определены следующие виды: Nonion ex gr. laevis (d'Orb.), Elphidium rischtanicum Bykova var. ferganensis Bykova и Rotalia alaica Bykova.

Глины сменяются карбонатной пачкой мощностью 29,70 *м*, представленной главным образом известняками с подчиненными прослоями доломитов и мергелей. Известняки крепкие, светло-зеленые, светло-серые, в подошве, как правило, обогащенные обломочным (алевритовым) материалом, чаще плохо пористые; содержат остатки Ostrea

turkestanensis Rom. var. alaica Vial. Количество фауны местами настолько возрастает, что известняки переходят в ракушечники.

Примерно в средней части карбонатной пачки развиты очень крепкие, светло-зеленые, желтовато-зеленые, в целом хорошо пористые доломиты, с обильными остатками мелких пелеципод; мощность—7,45 *м*. Появление среди известняков пластов доломита такой мощности указывает, конечно, на иные физико-географические условия их образования.

В кровле алайского яруса развит пласт мощностью 3,0 *м* плотного глинистого ракушечника табачного цвета, с обильными скоплениями Ostrea turkestanensis Rom. и O. turkestanensis Rom. var. alaica Vial.

8. Туркестанский ярус (верхний эоцен); пласты № 131—194; обр. № 684[1]—742[1]; М.—60,00 *м*.

Туркестанский ярус, вследствие многократного чередования глин, алевритов и песчаников, имеет сложное строение.

Внизу выделяется пачка мощностью 18,0 *м*, преимущественно мягких, синевато-зеленых глин, то известковистых, то не вскипающих от HCl. По направлению кровли размерность обломочного материала несколько возрастает; в связи с этим здесь появляются зеленовато-желтые алевриты, алевритовые глины, часто плохо отсортированные, с включениями мелкозернистого песка. Карбонатность пород подвержена заметным колебаниям с преобладанием в целом известковистых глин.

Глины содержат большое количество остатков устриц, среди которых, в частности, определены такие типичные туркестанские формы, как Fatina beldersaiensis Gor. var. romanowskyi Böhm., F. böhmi Vial., F. esterhazyi Pav. var. buchsei Grew.

Выше залегает пачка мощностью 17,0 *м* перемежающихся между собой рыхлых, известковисто-алевритовых, мелкозернистых песчаников, алевритов и глин. Терригенный материал в них плохо отсортирован; наблюдаются всевозможные переходы между алевро-пелитами и песчаниками. В подошве пачки прослеживается пласт известково-глинистого ракушечника, переполненного крупными раковинами Fatina esterhazyi Pav.

Описанные породы сменяются кверху мягкими, синевато-зелеными, сланцеватыми, не вскипающими от HCl глинами с редкими прослоями глинистых алевролитов и мелкозернистых песчаников в подошве; мощность—25,0 *м*. В отличие от подстилающих алевро-пелитов, породы здесь не вскипают от HCl, что четко обособляет их в разрезе туркестанского яруса.

В средней части описываемой пачки развит крепкий, светло-табачных тонов известняк с сравнительно редкими включениями обломочного материала диаметром до 3—4 *мм*; мощность 1,20 *м*. Однако выше количество терригенных включений резко возрастает и известняки переходят в песчанистые разности. Как те, так и другие соответствуют горизонту „m“ К. П. Калицкого.

9. Риштанский ярус (верхний эоцен); пласты № 195—232; обр. № 743[1]—781[1]; М.—33,10 *м*.

Риштанский ярус в подошве сложен рыхлыми, зеленовато-охристыми, мелкозернистыми, плохо отсортированными, известковистыми песчаниками мощностью 6,75 *м*. В кровле песчаники сменяются песчанистыми известняками, переполненными гастроподами и Liostrea simplex Desh. Присутствие этой формы свидетельствует о наличии здесь риштанского яруса, точнее его низов, соответствующих горизонту „n“ К. П. Калицкого.

Выше залегает пачка слоистых глин характерных табачных тонов, известковистых, иногда не вскипающих от HCl; мощность пачки 16,0 *м*. Глинистый материал к кровле менее отсортирован: появляются включения мелкозернистого песка, гравия и прослои песчанистых алевритов. Скопления Platygena asiatica Rom. образуют в средней части пачки ряд горизонтов мергелистых ракушечников.

Кровля риштанского яруса сложена песчанистыми алевритами табачного цвета, не вскипающими от HCl, переслаивающимися с зеленовато-желтыми, мелкозернистыми песчаниками; местами остатки Platygena asiatica Rom.; мощность—10,35 *м*. Породы сильно обогащены гидроокислами железа и разбиты сетью трещин, выполненных гипсом.

Основанием для проведения границы между описываемыми слоями и исфаринским ярусом является наличие в вышележащих отложениях песчаных форм фораминифер, отсутствующих в риштанском ярусе.

10. Исфаринский ярус (верхний эоцен); пласты № 233—272; обр. № 782[1]—823[1]; М.—40,75 *м*.

Исфаринский ярус представлен главным образом кремнистыми глинами, только в самой подошве сменяющимися алевритами и мелкозернистыми песчаниками, также не вскипающими от HCl. Песчаники и алевриты содержат большое количество гастропод, зубов акул и других органических остатков и заметно обогащены налетами ярозита; суммарная мощность их равна 4,0 *м*.

Вышележащая глинистая свита по особенностям слагающих ее пород и фауны подразделяется на три пачки.

Нижняя пачка мощностью 13,3 *м* состоит из плотных, не вскипающих от HCl кремнистых глин, дающих характерную, хрустящую под ногами, остроребернyю отдельность. В окраске глин наблюдаются переходы от синевато-зеленых тонов (подошва) к светлобурым (кровля); последние преобладают.

Средняя пачка (мощность 6,85 *м*) сложена плотными, светлобурыми, не вскипающими от HCl алевритовыми глинами с подчиненными прослоями кремнистых глин и синевато-зеленых песчанистых алевролитов, также не вскипающих от HCl.

В этой пачке, наряду с большим количеством чешуи рыб и радиолярий, появляется Isocardia eichwaldi Rom.—руководящая форма исфаринского яруса.

Верхняя пачка (мощность 16,6 *м*) состоит из плотных, светлобурых, не вскипающих от HCl, кремнистых глин, переполненных радиоляриями и содержащих некоторые виды песчаных фораминифер—Haplophragmoides sp. и Trochammina sp.

Р. Х. Липман (1947), детально изучавшая радиолярии исфаринского яруса Ферганы, указывает отсюда следующие формы: Cenosphaera ispharensis Lipm, Trochodiscus splendidus Lipm., Stylodictya schabalkini Lipm., Spongodiscus elegans Lipm., Sethocytris sinitzini Lipm., Sethocyrtis vialovi Lipm , Theocorys coronata Lipm. и Eucyrtidium elongatum Lipm. Липман полагает, что Stylodictya schabalkini Lipm. может быть принята в качестве руководящего вида исфаринского яруса. Больше того, исходя из вертикального распределения ассоциаций радиолярий, Р. Х. Липман находит возможным исфаринский ярус подразделить на две части: нижнюю, с характерной формой Trochodiscus splendidus Lipm., и верхнюю—с Spongodiscus elegans Lipm.

11. Ханабадский ярус (нижний олигоцен); пласты № 273—297; обр. № 824[1]—849[1]; М.—28,65 *м*.

Нижняя часть ханабадского яруса мощностью 10,0 *м* сложена мягкими, плотными, синевато-зелеными, не вскипающими от HCl,

местами сланцеватыми глинами, содержащими редкие остатки фауны плохой сохранности.

Присутствие в описываемых глинах исключительно песчаных видов фораминифер—Haplophragmoides ex gr. emaciatum Brady, H. ex gr. canariensis d'Orb. и Trochammina aff. diagonis Carsey—обособляет их от вышележащей пачки, представленной также глинами.

Последние по внешнему виду мало отличаются от рассмотренных, если не считать наличия в некоторых прослоях мергелистых линз, ориентированных параллельно напластованию пород.

Однако состав микрофауны здесь существенно иной. Песчаные формы фораминифер сменяются известковистыми; среди последних определены: Proteonina difflugiformis Brady, Spiroplectammina tuaevi Mor., Miliolina ex gr. seminulum Linne, Miliolina sp. 3, Nonion ex gr. laevis d'Orb., N. uzbekistanensis Bykova, Cristellaria sp. и др. Кроме того, отмечаются Globigerina sp. и Ostracoda.

Ближе к кровле яруса присутствуют остатки макрофауны—Ostrea tianschanensis Rom., Pecten karadarjensis Korob. и другие виды, обычные для данной секции стратиграфического разреза.

12. Сумсарский ярус (средний олигоцен); пласты № 298—302; обр. № 850[1]—854[1]; М.—12,85 *м*.

Отложения сумсарского яруса весьма четко подразделяются на две пачки.

Нижняя пачка, большая по мощности (11,60 *м*), представлена плотными, известковистыми глинами, окрашенными в характерные розовые (малиновые) тона. Это горизонт „ч" К. П. Калицкого. Глины, в общем, довольно хорошо отсортированы и местами содержат раковины устриц—Exogyra ferganensis Rom.

В подошве пачки залегает прослой мощностью 0,35 *м*, крепкого синевато-зеленого мергеля с фосфоритовыми конкрециями и остатками Gryphaea sewerzowi Rom. и гастроподами. Кроме видов фораминифер, перешедших из ханабадского яруса, в малиновых глинах обнаружены Cibicides subbotinae Bykova и C. praecursorius Schwag., которые, таким образом, являются руководящими для сумсарского яруса.

Выше по разрезу глины сменяются небольшой по мощности (1,25 *м*) пачкой рыхлых, синевато-зеленых, мелкозернистых, известковистых песчаников, не содержащих, по нашим сборам, органических остатков, хотя Н. К. Быкова (1939) и указывает на присутствие здесь микрофауны. Обломочный материал песчаников плохо отсортирован: встречаются включения гравия до 5 *мм* в диаметре, а также мелкие конкреции фосфоритов.

Описываемая пачка соответствует горизонту „ч" К. П. Калицкого и является последней в серии морских палеогеновых отложений района. Выше следуют континентальные, охристо-красные алевропелиты массагетского яруса.

Общая мощность морских палеогеновых образований Исфары 295,10 *м*.

Анализ литограммы в целом (см. рис. 14) в разрезе Исфары, по сравнению с Сохом, выявляет возрастание роли песчано-алевритовых пород, что ясно выступает при сравнении кривых механической дифференциации названных районов.

Наиболее четко это выявляется в разрезе морского палеогена. Так, если в Сохе, в средней части глинистой пачки бухарского яруса, мы отмечали появление лишь пластов алеврита, то в Исфаре эта секция стратиграфической колонки сложена уже тонко- и мелкозернистыми

песчаниками, известными в Юго-западной Фергане под названием „сулюктинские песчаники".

В Сохе отложения ферганского отдела сложены почти исключительно карбонатно-глинистыми породами, в то время как в Исфаре нередко развиты пески и песчаники, а алевриты являются обычными составными компонентами разреза. Подобные изменения указывают на приближение к береговым линиям палеогеновых бассейнов по мере продвижения от Соха к Исфаре, т. е. на запад.

Сосласованы с этим и фациальные изменения, наблюдающиеся в экзогировой свите. Наряду с резким сокращением ее мощности от Науката (122,6 *м*) к Соху (48,1 *м*) и Исфаре (19,7 *м*) меняется и состав пород экзогировой свиты. Зеленые тонкоотмученные глины и карбонаты Науката сменяются в Исфаре песчано-глинистыми, нередко плохо отсортированными отложениями и даже гравийниками. Более того, среди них часто встречаются кирпично-красные, красновато-бурые обломочные образования, содержащие остатки Chara и пресноводных Ostracoda.

Ратпределение CO_2 в разрезе Исфары в общем повторяет ход кривых остальных районов южноферганской полосы. Здесь экзогировая и некоторые части пестроцветной свиты, кровля бухарского, алайский, низы риштанского и сумсарский ярусы также характеризуются максимумами на кривой CO_2. Свита песков Яловач, датский, бо́льшая часть бухарского, сузакский, верхняя половина туркестанского, исфаринский и ханабадский ярусы, наоборот, обнаруживают нулевые или близкие к ним значения содержания CO_2.

Индивидуализированные пласты гипса и гипсовый цемент в породах локализованы практически только в датском ярусе, если не считать некоторого повышения SO_4 в сузакском и в верхах риштанского ярусов.

Содержание Cl' в Исфаре, по сравнению с предыдущими разрезами, почти повсеместно заметно возрастает. Особенно ясно это выступает для пород верхнеферганского подотдела, что, вероятно, объясняется развитием восходящих вертикальных движений, обусловивших отшнурованность отдельных участков Ферганского бассейна.

А. В. Казаков и С. В. Одинцова (1935), изучавшие месторождения селитры Исфары, приходят к заключению, что действие азотной кислоты на породы ведет к образованию не только натронной или калийной селитры, но и сопутствующих ей солей, в частности, хлористого натрия. С этой точки зрения, обогащение пород верхнеферганского подотдела Исфары NaCl получает удовлетворительное объяснение.

XII. ТАШРАВАТ

Урочище Ташрават расположено в 25 *км* к юго-западу от станции Веревкино Ташкентской ж.д., в пределах Исфанинского района, Ошской области, Киргизской ССР (см. рис. 1).

Здесь на интенсивно дислоцированные породы палеозоя, слагающие ядро Ташраватской антиклинали, с резким угловым несогласием налегает красноцветная, песчано-глинистая, местами сильно огипсованная пачка верхнего мела. Выше залегают морские палеогеновые отложения.

В 1939 г., а затем в 1948 г. по естественным обнажениям северного крыла антиклинали нами был записан следующий разрез (рис. 15).

1. Пестроцветная свита (?) (сенон); пласты № 2—9; обр. № 1254—1259; М.—7,95 *м*.

Пестроцветная свита сложена в основном глинами и песчаниками. Глины плотные, иногда мягкие, розовато-красные, красновато-бурые, местами алевритовые и известковистые, обычно сильно огипсованные. Среди песчаников преобладают серые, грубозернистые известковистые разности, нередко также заметно огипсованные.

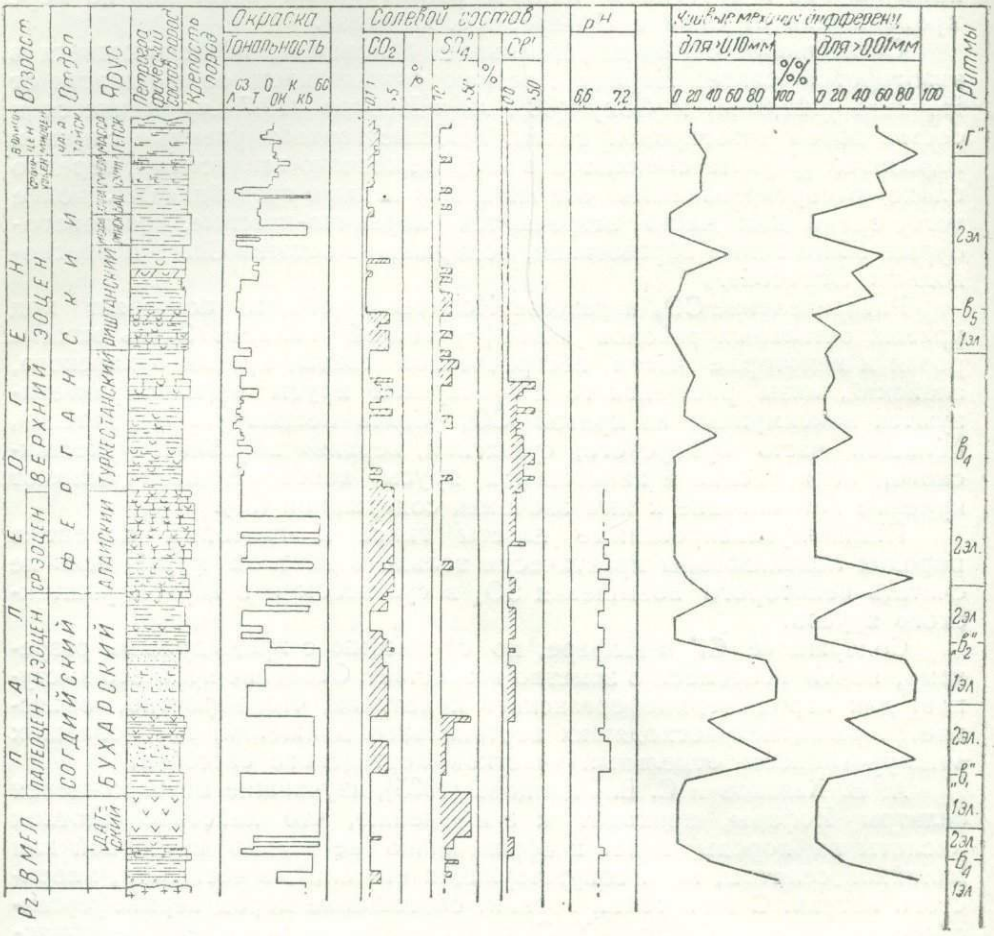


Рис. 15. Литограмма верхнемеловых и палеогеновых отложений Тащраватского района. Составил А. Г. Габрильян.

Органических остатков в этих породах найти не удалось; они отнесены к пестроцветной свите на основании только того, что выше залегают гипсы Гознау датского яруса.

2. Свита гипсов Гознау (датский ярус); пласты № 10—11; обр. № 1260—1262; М.—13,50 *м*.

Гипс плотный, белый, мелкозернистый („сахаристый"), внизу с прослоями красновато-бурых, сильно огипсованных глин и песчаников. Выше залегают отложения морского палеогена.

Таким образом, в Ташравате мы видим резкое сокращение мощности верхнемеловых пород, которая здесь вследствие выпадения из разреза его нижних секций едва достигает 21—22 *м*.

3. **Бухарский ярус** (палеоцен); пласты № 12—31; обр. № 1263—1282; М.—50,45 *м*.

В Ташравате, так же как и в Исфаре, наблюдается трехчленное строение бухарского яруса. Однако здесь сильно увеличивается мощность средней песчаной пачки за счет главным образом нижней, глинистой.

Последняя сложена желтовато-серыми, рыхлыми, слоистыми алевритовыми глинами, обогащенными гидроокислами железа; мощность—5,0 *м*.

Средняя пачка мощностью 43,95 *м* состоит в основном из белых мелкозернистых, хорошо отсортированных, слюдистых песков и слабо сцементированных, преимущественно тонкозернистых песчаников желтых тонов. Как те, так и другие местами огипсованы. Выше они сменяются различно окрашенными, лиловыми, табачными, ярко-зелеными, голубыми, мягкими, тонкоотмученными глинами, часто жирными на ощупь. Как правило, эти глины не вскипают от HCl.

Кровля бухарского яруса представлена крепким, белым, сильно огипсованным доломитом, переходящим внизу в светло-зеленый мергель, содержащий включения песчано-алевритового материала. В описываемых отложениях органических остатков обнаружить не удалось; к бухарскому ярусу они отнесены исходя из их литологического состава, а также положения в стратиграфическом разрезе между датскими и алайскими слоями.

4. **Алайский ярус** (средний эоцен); пласты № 32—44; обр. № 1283—1293; М.—25,00 *м*.

Как нам уже приходилось отмечать (950), в Ташравате сузакский ярус отсутствует, а на бухарских слоях со скрытым стратиграфическим несогласием залегают алайские. Внизу они сложены алевропелитами с пластами плотного, плохо отсортированного песчаника в подошве. В песчаниках отмечаются включения глинистых частиц и зерен гравия.

Алевролиты темно- и светло-зеленые, песчанистые, известковистые. Кроме макрофауны плохой сохранности, в них встречаются фораминиферы, среди которых определены Nonion ex gr. laevis (d'Orb) и Elphidium rischtanicum Bykova var. ferganensis Bykova. Глины мягкие, табачных тонов, огипсованные.

Выше залегает мощная (19,20 *м*) карбонатная пачка, состоящая из известняков, изредка переслаивающихся с ракушечниками. Известняки очень крепкие, светло-серые, белые, светло-зеленые, местами глинистые. Кроме гастропод, они содержат многочисленные остатки устриц, обычных для алайского яруса—Ostrea turkestanensis Rom. В некоторых прослоях количество фауны настолько возрастает, что известняки переходят в ракушечники.

5. **Туркестанский ярус** (верхний эоцен); пласты № 45—87; обр. № 928[1]—969[1]; М.—30,80 *м*.

Туркестанский ярус по составу слагающих его пород, среди которых превалируют глины, может быть подразделен на ряд пачек.

Внизу залегают мягкие, синевато-зеленые, обычно сланцеватые известковистые глины, в кровле чередующиеся с мягкими известково-глинистыми ракушечниками; мощность—7,0 *м*. Карбонатность пород варьирует, уменьшаясь в общем кверху. Обломочный материал плохо отсортирован: местами наблюдаются включения зерен алеврита и песка. В глинах встречаются остатки крупных устриц, в частности, Fatina esterhazyi Pav. var. esterhazyi Vial. и F. böhmi Vial.

Выше развиты мягкие, синевато-зеленые, не вскипающие от HCl, плохо отсортированные глины, переполненные мелкой, сильно раздробленной ракушей: мощность—2,75 *м*. В отличие от подстилающих глин они содержат в заметном количестве растворимые хлористые соединения и отчасти сульфаты.

Глины сменяются пачкой слабосцементированных, мелкозернистых алевритовых песчаников, в кровле переслаивающихся с песчано-алевритовыми глинами; мощность—9,8 *м*. В окраске пород наблюдаются переходы от зеленовато-охристых тонов к синевато-зеленым. За исключением небольшого прослоя песчаника, все они не вскипают от HCl.

На песчаниках залегают крепкие, зеленовато-охристые, местами мелкоракушечные, пористые известняки (мощность 4,0 *м*), с большим количеством включений терригенного материала. Последний очень плохо отсортирован: размеры зерен колеблются от 0,01 до 2,5—3 *мм* в диаметре.

В кровле известняки переходят в сильно известковистые, мелкозернистые песчаники. Как те, так и другие содержат остатки мелкой фауны. Описываемые слои соответствуют горизонту „m" К. П. Калицкого.

Самая верхняя пачка туркестанского яруса сложена мягкими, синевато-зелеными, зеленовато-желтыми слоистыми глинами, не вскипающими от HCl. В некоторых прослоях они тонкоотмучены и жирные на ощупь. Нередко в глинах отмечаются мелкая фауна плохой сохранности и выделения гидроокислов железа. Для этой пачки весьма характерно повышенное содержание сернокислых солей и практически полное отсутствие хлористых и карбонатных соединений.

6. Риштанский ярус (верхний эоцен); пласты № 88—105; обр. № 970[1]—987[1]; М.—25,05 *м*.

Риштанский ярус по литологическому составу слагающих его пород подразделяется на три пачки.

Нижняя пачка мощностью 9,45 *м* состоит из глинистых известняков, содержащих остатки плохо сохранившейся фауны, а также большое количество грубообломочного материала в виде включений кремнистого гравия до 6 *мм* в диаметре. По направлению к кровле известняки сменяются плотными, синевато-зелеными мергелями с Gastropoda и другой фауной. Эти карбонатные прослои соответствуют горизонту „n" К. П. Калицкого.

Выше развиты мягкие, синевато-зеленые, охристые, сланцеватые глины, не вскипающие от HCl; мощность их 4,85 *м*.

Третья пачка (мощность 10,95 *м*) сложена песками и слабосцементированными песчаниками. Обломочный материал здесь плохо отсортирован: нередки прослои паттумов. В средней части пачки появляются прослои алевритовых глин зеленовато-охристых и табачных тонов, содержащие в большом количестве Platygena asiatica Rom. Кроме того, отсюда определены следующие виды фораминифер: Cibicides vialovi Bykova, Miliolina sp. 3, Nonion ex gr. laevis (d'Orb). Elphidium rischtanicum Bykova, Discorbis ferganensis Bykova, Cibicides ex gr. lobatulus Walker et Jacob, а также Ostracoda. Из перечисленных форм Cibicides vialovi Bykova является руководящей для риштанского яруса.

Несколько западнее от места описания разреза, по Бозаласаю, наблюдаются выходы нефти, приуроченные к пескам и песчаникам третьей пачки.

7. Исфаринский ярус (верхний эоцен); пласты № 106—112; обр. № 988[1]—994[1]; М.—7,15 *м*.

Глины плотные, светло-бурые, не вскипающие от HCl, кремнистые со значительным количеством налета ярозита. Характерна остроребериая отдельность и хрустящая под ногами щебенка, образующаяся на выходах. Благодаря тонкоотмученному глинистому материалу эта пачка резко отличается от подстилающей ее песчаной свиты.

Из органических остатков встречаются—сравнительно редко чешуя рыб, а также многочисленные Radiolaria и песчаные формы фораминифер—Haplophragmoides sp. и Trochammina sp.

8. **Ханабадский ярус** (нижний олигоцен); пласты № 113—123; обр. № 995[1]—1005[1]; М.—7,00 *м.*

Ханабадский ярус внизу (2,4 *м*) сложен мягкими, зеленовато-охристыми, известково-алевритовыми глинами, заметно обогащенными гидроокислами железа. В подошве глин появляется линза галлуазита мощностью 0,05 *м*, быстро выклинивающаяся по простиранию. Глины, развитые выше, мягкие, зеленовато-охристые, синевато-зеленые, слоистые, местами тонколистоватые; как правило, не вскипают от HCl. Иногда они чередуются с пропластками глинистых алевритов, содержащими включения гравия диаметром до 5 *мм*. Местами глины тонкоотмученные, жирные на ощупь и содержат линзы галлуазита мощностью 0,02—0,03 *м*.

В некоторых прослоях подошвы (пласт № 116) неясные отпечатки фауны. В пластах № 112—119 встречены фораминиферы: Spiroplectammina tuaevi Mor., Cristellaria sp., Turrilina alsatica Andrea, Bulimina elongata d'Orb., Bulimina sp., Virgulina schreibersiana Czjzek., V. mustoni Andrea, Bolivina ex gr. nobilis Hantken, B. beyrichi Reuss, Uvigerina sp., Discorbis ferganensis Bykova, Baggina valvulineriaformis Bykova, Pulvinulinella ex gr. danvillensis Howe et Wall и Radiolaria.

9. **Сумсарский ярус** (?) (средний олигоцен); пласты № 124—132; обр. № 1006[1]—1014[1]; М.—6,65 *м*.

Отложения сумсарского яруса в Ташравате выделяются несколько условно, так как здесь отсутствуют типичные, фаунистически охарактеризованные горизонты малиновых глин, развитые к востоку от него. На первых порах даже предполагалось, что на зеленых глинах ханабадского яруса в Ташравате непосредственно залегают массагетские охристо-красные алевро-пелиты.

Однако наличие в низах последних некоторых горизонтов, окрашенных в типичные для сумсарского яруса малиновые тона, и главным образом те изменения, которые претерпевают разрезы палеогена Южной Ферганы, по мере продвижения от Соха на запад, к Ташравату, заставили по-иному рассматривать этот вопрос.

В самом деле, как уже отмечалось, в южноферганской зоне с востока на запад резко сокращается общая мощность как палеогеновых, так и, в особенности, меловых образований с постепенным выпадением из разрезов мела все более высоких стратиграфических секций. Параллельно с этим меняется и фациальный состав пород в сторону большего развития среди них песчано-алевритовых и гравийниковых разностей.

Подобные факты могут быть удовлетворительно объяснены только в предположении, что Ташраватский участок был расположен в меловой период и в палеогеновую эпоху в непосредственной близости к суше, находившейся к западу, и временами выступал из-под зеркала вод верхнемеловых и палеогеновых бассейнов.

Такова была здесь обстановка в сеноман-туроне, маастрихте, в сузакском и, по-видимому, в сумсарском веках. В связи с этим имеется достаточно оснований предполагать переход морских фаций сумсар-

ского яруса Исфары в континентальные синхронические аналоги Ташравата, на что указывалось нами в одной из публикаций 1950 г. (1950_1).

Судя по сообщению М. Н. Грамма (1951_2), эта точка зрения разделяется и другими геологами.

При такой трактовке верхней части палеогенового разреза сумсарский ярус Ташравата представлен в подошве рыхлыми, синевато-зелеными, красновато-охристыми, мелко- и среднезернистыми, известковистыми песчаниками (1,25 *м*), выше сменяющимися алевролитами.

Плохая отсортированность обломочного материала песчаников и присутствие в них включений кварцевого и кремниевого гравия, вероятно, свидетельствуют о залегании их с размывом на подстилающие слои ханабадского яруса.

Глины плотные, охристо-красные, известково-алевритовые, нередко содержат зерна мелкого гравия 2—3 *мм* в диаметре. Алевриты слоистые, охристо-красные, известковистые, плохо отсортированные; отмечаются включения серого мелкозернистого песка и гравия.

Кровля сумсарского яруса сложена рыхлыми, иногда крепкими охристо-красными и „малиновыми", мелко- и среднезернистыми известково-алевритовыми песчаниками. Выше, без каких-либо признаков несогласия, залегает охристо-красная, песчано-алевритовая пачка массагетского яруса.

Общая мощность палеогеновых отложений Ташравата равна 152,1 *м*.

Рассматривая литограмму в целом (см. рис. 15) по кривым механической дифференциации, нетрудно заметить возросшую роль песчано-алевритовых пород в разрезе Ташравата, по сравнению с более восточными районами, что хорошо согласуется с отмеченным выше предположением о расположении к западу от него суши.

За исключением верхней половины алайского и низов туркестанского ярусов, где развиты карбонатно-глинистые отложения, практически вся остальная часть разреза сложена алевритово-песчаными и более грубозернистыми обломочными образованиями.

Кривая содержания CO_2 не выявляет каких-либо новых закономерностей, не подмеченных для предыдущих разрезов. И здесь алайский, средняя часть туркестанского, низы риштанского и сумсарский ярусы вырисовываются как зоны повышенной карбонатности на фоне нулевых значений CO_2, соответствующих ханабадскому и исфаринскому ярусам, верхней половине риштанского, большей части туркестанского ярусов и т. д. Не менее четко обособляются зоны повышенного содержания SO_4, приходящиеся в одном случае на датские и низы бухарских слоев, в другом—на туркестанский и риштанский ярусы. Хлориды локализуются почти исключительно в отложениях туркестанского яруса и практически отсутствуют в вышележащих секциях стратиграфической колонки.

Таким образом, сравнивая по этому признаку разрезы Исфары и Ташравата, можно, по-видимому, говорить о некотором „одревнении" в Ташравате пород, обогащенных хлористыми солями. Подобное перемещение фациальных зон во времени обусловлено местными различиями в физико-географических условиях исфаринского и ташраватского седиментационных участков верхнепалеогенового моря Ферганы.

Глава III

СХЕМА РИТМОСТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Как известно, начало изучения меловых и третичных отложений Ферганы было положено первыми исследователями Средней Азии И. В. Мушкетовым (1886) и Г. Д. Романовским (1882_1), давшими схему их стратиграфии, и авторами книги „Андижанское землетрясение", составившими достаточно детальный разрез меловых и третичных пород к юго-западу от кишл. Сузак (Чернышев и др., 1910).

Позже А. Д. Архангельский опубликовал работу по верхнемеловым отложениям Туркестана и монографическое описание встречающейся в них фауны моллюсков ($1916_{1,2}$). Свою схему деления меловых отложений Ферганы Архангельский построил, исходя из геологической истории этого времени Средней Азии, благодаря чему выводы его явились достаточно аргументированными и многие из них не утратили значения и до настоящего времени.

Применительно к нефтеносным районам Ферганы в истории изучения меловых и палеогеновых отложений можно наметить несколько периодов, каждый из которых характеризуется своим подходом к их стратиграфическому расчленению.

На первом этапе стратиграфическую шкалу строили, исходя в основном из петрографических особенностей пород. Наиболее полно этот принцип нашел отражение в работах К. П. Калицкого, проводившего крупномасштабную геологическую съемку на различных нефтеносных площадях южноферганской полосы (1915 $_{1,2}$, 1918). Меловые и палеогеновые отложения Ферганы он расчленил на ряд маркирующих горизонтов, получивших снизу вверх буквенные обозначения латинского алфавита от „a" до „s". За основание для выделения своих литерных горизонтов данный исследователь принимал главным образом окраску и петрографический состав пород и в меньшей степени—органические остатки, заключенные в них. Исходя из этого, Калицкий выделил в разрезе меловые отложения, „Ферганский ярус" (эоцен) и олигоцен.

Естественно, что подобная стратиграфическая схема, базирующаяся в основном на петрографических особенностях пород, имела лишь местное значение, хотя и применялась в то время с успехом при крупномасштабном геологическом картировании. Такое положение сохранилось примерно до 1930—1931 гг., когда в связи с развитием геолого-поисковых работ на новых площадях, в частности в Северной Фергане, стали обнаруживаться слабые стороны данной схемы.

Карбонатные маркирующие горизонты палеогена южноферганской полосы были обозначены в ней снизу вверх литерами „k", „l", „m", „n". При работе в Северной Фергане (Варзык, Нарын и др.) некоторые

геологи, следуя простому механическому счету известняков, отнесли карбонатный горизонт, залегающий ниже известняка „1", к горизонту „к". Вялову (1936_5), на основании находок в данном карбонатном слое Ostrea hemiglobosa Rom., удалось доказать ошибочность такой параллелизации.

Еще менее приемлемой оказалась схема Калицкого при попытках сопоставления меловых и палеогеновых отложений Ферганы с одновозрастными образованиями Приташкентского района, Южнотаджикской депрессии и других смежных областей Средней Азии.

Становилась совершенно очевидной необходимость выработки единой среднеазиатской стратиграфической схемы меловых и палеогеновых отложений, отсутствие которой тормозило успешное ведение геолого-разведочных работ, в частности на нефть.

В связи с этим в 1934 г. Вялов, по поручению Нефтяного геологоразведочного института, начал планомерное изучение стратиграфии этих отложений. Работы его вначале были сосредоточены в Ферганской депресии, для которой ему уже в 1935 г. удалось предложить новую стратиграфическую схему, особенно детально разработанную для палеогена (1936_5, 1935_2), с выделением и описанием руководящих палеогеновых устриц Ферганы (1937). Эти работы ознаменовали новый этап в изучении стратиграфии меловых и палеогеновых отложений Средней Азии.

Вялов, с одной стороны, в основу своей схемы стратиграфии положил макролитологические признаки пород, с другой, что особенно важно,—обосновал руководящими видами макрофауны выделенные им стратиграфические единицы (ярусы). Последовавшие за этим микропалеонтологические исследования Н. К. Быковой (1939), Н. Е. Минаковой (1945) и других в основном подтвердили правильность предложенных Вяловым стратиграфических подразделений палеогена Ферганы. Принятие этой схемы для палеогена позволило осветить ряд неясных до того вопросов и увязать между собой разрезы различных площадей Ферганской долины.

Дальнейшее изучение Вяловым палеогена Таджикской депрессии (1939_1) и монографическая обработка устриц (1948_2) установили полную применимость предложенной им схемы стратиграфии и для данной области.

Таким образом, была выработана, исходя из петро- и биостратиграфических принципов, единая среднеазиатская стратиграфическая схема палеогена, которую Вялов в 1941 и 1947 гг. сопоставил с разрезами Туркмении и Кавказа (1945_4, 1947_2). При этом была предпринята попытка параллелизации среднеазиатской и кавказской схем с так называемой классической хронологической шкалой Западной Европы.

В процессе литологических исследований верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганы (1939—1951) нам удалось убедиться, что в настоящее время детальная схема стратиграфии должна базироваться не только на петрографических признаках выделяемых свит и на составе органических остатков, в них заключенных, но и использовать при этом в качестве обязательного критерия и ритмостратиграфические признаки. Значение ритмостратиграфии для корреляции особенно возрастает в тех случаях, когда приходится сопоставлять фаунистически плохо охарактеризованные или совершенно немые толщи, не поддающиеся четкому макропетрографическому расчленению. В качестве примера таких толщ можно привести меловые отложения Северной Ферганы и так называемую Чангетскую серию (нижний (?)

мел) Восточной Ферганы, до сих пор не имеющие сколько-нибудь обоснованного детального расчленения.

В литературе, посвященной ритмичности осадочных формаций, существуют определенные указания на возможность использования границ между ритмами как изохронных поверхностей при корреляции разрезов. В частности, такая возможность была отмечена для флишевых образований Н. Б. Вассоевичем и В. А. Гроссгеймом (1938), Н. Б. Вассоевичем и М. К. Калинко (1939), для молассовых формаций—В. И. Поповым (1940_1, 1945, 1948), для продуктивной толщи Апшеронского полуострова—И. И. Потаповым (1947), А. Н. Гейслером (1950) и др.

В 1939—1940 гг. при изучении эпиконтинентальных отложений Ферганы мы выявили (1945) ритмичность в процессах образования и для данного типа формаций, использованную в целях корреляции верхнепалеогеновых отложений Ферганской депрессии.

Во всех перечисленных работах авторы исходят из представлений о тесной связи между осадкообразованием и развитием вертикальных, различно направленных во времени по знаку, колебательных движений земной коры—положение, которое сейчас является, пожалуй, общепринятым. Признание за вертикальными тектоническими движениями ведущей роли в истории развития земной коры, как справедливо отмечает В. И. Попов, является характерной чертой русской геологической школы.

Уже в работах основоположников русской геологической школы М. В. Ломоносова и А. П. Карпинского имеются четкие указания на важную роль вертикальных колебательных движений, определяющих собой палеогеографическую обстановку того или иного участка земной коры. Так, Ломоносов пишет: „Потопления бывают двоякие, одни от избытку воздушной воды, то-есть от сильных и чрезвычайных дождей и крутого растаяния снегу; другие от морей и озер, переступающих берегов своих пределы. Действие сих почти всегда соединено с земным трясением или с нечувствительным и долговременным земной поверхности понижением и повышением" (1949, стр. 48)[1].

Идея Ломоносова получила дальнейшее развитие и блестящее подтверждение в работах А. П. Карпинского (1947), являющихся прекрасным примером глубокого палеогеографического анализа территории Европейской России, осуществленного в тесной увязке с общим ходом вертикальных колебательных движений русской платформы.

СХЕМА РИТМОСТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Анализ мезо-кайнозойских отложений Ферганской и Южнотаджикской депрессий позволяет наметить здесь ряд крупных макроритмов, развитие которых также тесно связано с общим поступательным ходом тектонических движений.

В Южнотаджикской депрессии, а также в Фергане, в основании рассматриваемой толщи (рис. 16) с резким угловым несогласием на палеозойских отложениях залегают верхнетриасовые и нижнеюрские песчано-глинистые континентальные образования. Упомянутое угловое несогласие, резко выраженное и повсеместно развитое в Средней Азии, свидетельствует об усилении к концу палеозоя тектонических

[1] Разрядка наша—*А. Г.*

движений, обычно связываемых с варисской фазой складчатости. Попутно отметим, что некоторые исследователи, в частности Вялов (1939$_2$), видят в данном случае проявление более поздней, нижнемезозойской (норийский век) фазы складчатости.

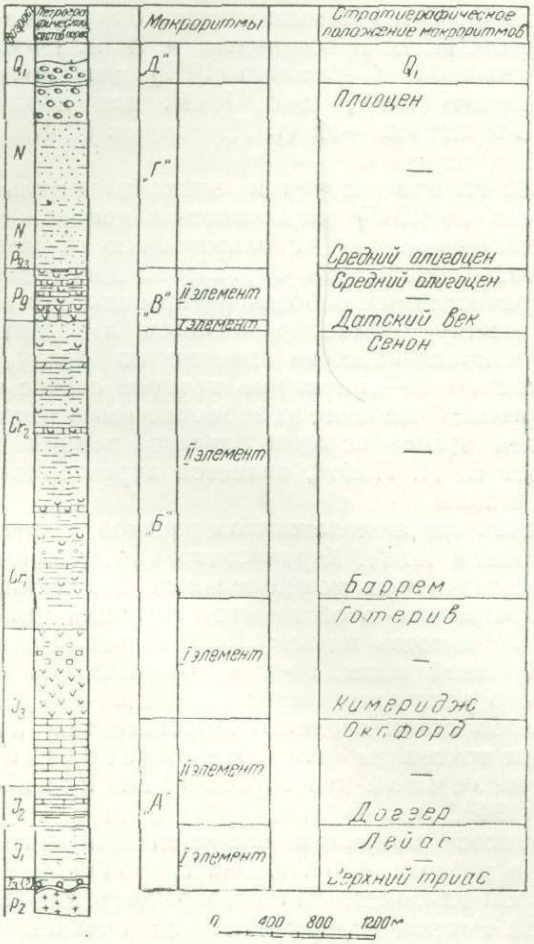


Рис. 16. Схема расчленения мезо-кайнозойских отложений Ферганской и Южнотаджикской депрессий на макроритмы. Составил А. М. Габрильян.

Так или иначе, после длительного перерыва в осадконакоплении и в Фергане, и в Южнотаджикской депрессии, начиная с верхнетриасовой эпохи, мы видим аккумуляцию обломочных континентальных образований, сменяющихся кверху в последней из них морскими глинисто-карбонатными отложениями доггера. Подобные фациальные соотношения указывают на смену восходящих колебательных движений нисходящими, обусловившими на юге начало морской трансгрессии. На протяжении келловея и оксфорда опускание, наметившееся в доггере, продолжает развиваться и достигает максимума. Морские, фаунистически охарактеризованные отложения этого времени широко известны не только в Южнотаджикской и Бухарской депрессиях, но

повсеместно отмечаются и в более западных областях—в Восточном Иране (Clapp, 1940), на Кавказе, в Крыму (Страхов, 1948_3) и т. д.

В разрезе юго-западных отрогов Гиссарского хребта, выше карбонатной толщи келловей-оксфорда, залегает гипсоносно-соленосная свита кимеридж-титона, в свою очередь сменяющаяся нижненеокомскими (валанжин-готерив) красноцветными обломочными фациями. Появление в разрезе лагунных образований верхнего мальма не оставляет сомнений в том, что с кимериджского века территория Южнотаджикской депрессии начинает испытывать восходящие по своему результирующему знаку движения.

Таким образом, фациальные особенности рассмотренных отложений позволяют выделить в подошве разреза мезо-кайнозойской толщи Южнотаджикской депрессии крупный макроритм, по времени охватывающий верхний триас-оксфорд включительно и обозначенный нами макроритмом „А" (рис. 16).

Обращаясь к соответствующей части стратиграфического разреза Ферганской депрессии, можно без особого труда распознать в песчано-глинистых породах рэт-лейаса отложения нижней части макроритма „А"—его I элемента. Значительно труднее выделить здесь II элемент макроритма „А". Трудности связаны, прежде всего, с тем, что в Фергане мы не находим морских карбонатных фаций верхней юры—факт, позволяющий предполагать менее интенсивное опускание в то время данной области. В связи с этим, а также учитывая недостаточную разработанность стратиграфии юрских образований Ферганы, мы высказали мысль о том, что если и можно предполагать здесь накопление осадков келловей-оксфорда, то только в континентальных фациях и искать их следует где-то в верхних частях лейасового разреза (1948_1). По сообщению Огнева (1946), в Восточной Фергане могут быть выделены не только лейас и доггер, но предположительно и верхняя юра.

Развитие в разрезах Южнотаджикской депрессии гипсоносно-соленосной толщи кимеридж-титона (Гаурдакская свита), в последнее время детально изучающаяся Петровым (1949), позволяет выделить здесь I элемент следующего макроритма—„Б". Резкие изменения, наступившие в условиях седиментации в кимеридж-титоне и выразившиеся в прекращении накопления морских карбонатных осадков келловей-оксфорда, на смену которым приходят галогенные лагунные образования, были вызваны регрессией моря. Об интенсивности и площадном охвате положительных по знаку вертикальных движений этого времени можно судить хотя бы по тому, что море покидает Южнотаджикскую и Бухарскую депрессии, а по данным Б. А. Петрушевского (1940)—и бóльшую часть Афганского Туркестана. Одновозрастные отложения верхней юры Кавказа также представлены лагунными фациями.

Рассматриваемые интенсивные восходящие движения конца юрского периода обычно синхронизируются с новокиммерийской (андийской) фазой складчатости, проявление которой отмечается в Крыму, Дагестане, особенно четко в Китае, Индо-Китае и т. д. (Страхов 1948_3). В Средней Азии складчатые движения этого времени зафиксированы, в частности, для Мангышлака.

Отсутствие отложений кимеридж-титона в Фергане при общем, как мы видели, усилении интенсивности тектонических движений позволяет предполагать, что данная область в это время также испытывала поднятия и подвергалась денудации.

Характер фаций баррема, а в особенности апта и альба Южнотаджикской депрессии свидетельствует о смене, начиная с барремского века, положительных вертикальных движений отрицательными. Здесь, на континентальных грубообломочных красноцветных породах валанжин-готерива залегают слои с морской фауной баррема, в свою очередь сменяющиеся песчано-глинистыми морскими отложениями апта и альба. Эти факты не оставляют сомнения в том, что, начиная с баррема, данная аккумулятивная область вновь начинает испытывать на первых порах мало заметное, затем все более усиливающееся опускание. Это обстоятельство позволяет наметить в данной части стратиграфического разреза границу между I и II элементами макроритма „Б" (рис. 16), второй элемент которого охватывает отложения мела до сенона включительно.

В Ферганской депрессии макроритм „Б" слагается исключительно меловыми образованиями; до сих пор первыми заведомо морскими, фаунистически охарактеризованными слоями разреза здесь являются экзогировые слои, датируемые как сеноман или сеноман-турон. Исходя из фациальных соотношений, наблюдаемых в Южнотаджикской депрессии, мы, в согласии с М. Г. Барковской (1938), высказали предположение об альбском возрасте нижнемеловых отложений Ферганы, поскольку для более южных районов Средней Азии в альбском веке морская трансгрессия достигает значительных размеров (1948_1). Находка в Восточной Фергане в 1948 г. С. Н. Симаковым (устное сообщение) альбской фауны в слоях, залегающих ниже экзогировой свиты, как нам представляется, подтверждает предположение об альбском возрасте нижнемеловых образований Ферганы.

Так или иначе и в разрезах Ферганы удается выделить макроритм „Б", первый элемент которого сложен нижнемеловыми красноцветными, преимущественно „немыми" обломочными фациями, сменяющимися кверху верхнемеловыми (сеноман-сенон), существенно морскими образованиями, составляющими второй элемент ритма.

В датский век территория Средней Азии вновь испытывала развитие крупных восходящих движений, обусловивших регрессию моря из Ферганской и большей части Южнотаджикской аккумулятивных зон. И там и здесь в это время накоплялись лагунные фации, нередко представленные только гипсами; фаунистически охарактеризованные слои этого возраста известны лишь в долине р. Кафирниган.

За последнее десятилетие в литературе появляется все больше сведений об угловых несогласиях, наблюдаемых между отложениями верхнего мела и палеогена, в различных частях Средней Азии—в Приташкентском районе (Минакова, 1941), Южнотаджикской депрессии (Захаров, 1949), в Фергане (Акрамходжаев и Бабаев, 1949; Габрильян, 1950_3) и т. д. Движения этого времени обычно синхронизируются с ларамийской фазой складчатости.

Отмеченные фациальные особенности отложений датского яруса и наличие в ряде мест отчетливых угловых несогласий между верхним мелом и палеогеном позволяют достаточно уверенно наметить по подошве отложений датского яруса границу между макроритмами „Б" и „В".

Однако уже в начале палеогена, в палеоцене, вновь происходит смена результирующего знака вертикальных движений, вызвавшая повсеместно в Средней Азии трансгрессию бухарского моря. Морские отложения палеогена, выделенные нами во II элемент макроритма „Б", широко развиты в Ферганской, Южнотаджикской, Бухарской и других аккумулятивных областях Средней Азии.

Существенные изменения в палеогеографических условиях наступают в массагетский век (верхний олигоцен-миоцен). Эти изменения обусловлены прежде всего общим, все возрастающим поднятием как депрессионных зон, так и их горных обрамлений, вследствие чего море покидает Ферганскую, Южнотаджикскую и другие депрессии. В последних в это время накопляются крупно- и грубообломочные континентальные молассовые образования за счет разрушения более интенсивно поднимающихся обрамлений.

Смена морских фаций континентальными молассовыми отложениями, достаточно четко устанавливаемая в разрезах, позволяет без особых трудностей наметить границу между макроритмами „В" и „Г". Макроритм „Г" почти нацело сложен континентальными неогеновыми образованиями (массагетский и бактрийский ярусы), за исключением подошвы, где развиты породы верхов сумсарского яруса.

В самой верхней части континентальных отложений Ферганы Н. П. Васильковский еще в 1939 г. выделил под названием „сохские" — конгломераты, залегающие с резким угловым несогласием на подстилающие отложения бактрийского яруса (1939_3). Это несогласие позволяет провести границу между макроритмами „Г" и „Д". Последний, таким образом, охватывает собой древнечетвертичные и современные образования Ферганы (рис. 16).

Приведенный краткий фациальный анализ мезо-кайнозойских отложений Ферганской и Южнотаджикской депрессий убеждает нас в том, что осадкообразование здесь было обусловлено развитием крупных вертикальных тектонических движений, обнаруживающих неоднократную смену во времени своего знака. Тектонические движения, будучи, в свою очередь, тесно связанными с развитием вещества Земли, в своем поступательно-необратимом[1] развитии обнаруживают определенные скачкообразные периоды усиления.

Подобные периоды усиления, как мы видели, весьма часто фиксируются резкими угловыми несогласиями в разрезах или, по крайней мере, не менее четко выраженными фациальными переходами, позволяющими расчленить мезо-кайнозойские отложения рассматриваемых областей на ряд ритмически чередующихся свит—макроритмов.

Под ритмичностью мы подразумеваем периодическую смену во времени превалирующего знака вертикальных движений земной коры, в значительной мере контролирующих общий ход и направление осадкообразования. Естественно, что неоднократная смена восходящих (положительных) и нисходящих (отрицательных) тектонических движений отнюдь не является простым механическим повторением, развитием по кругу, что подчеркивалось М. И. Варенцовым (1939_2), Н. С. Богаником (1939) и др. Наоборот, как и всякое развитие, оно происходит поступательно-скачкообразно, по спирали. Каждый новый ритм не есть повторение предыдущего, поскольку к этому времени существенно изменяются соотношения между областями сноса и аккумуляции, состав горных пород, разрушающихся на суше, интенсивность самого процесса денудации, климатические факторы, гидрологические особенности и состав фауны и флоры водных бассейнов и т. д.

Приведенное на рис. 16 расчленение на макроритмы мезо-кайнозойских отложений Ферганы и Южнотаджикской депрессии является лишь принципиальной схемой, первой попыткой автора в этом напра-

[1] Некоторые исследователи поступательно-необратимый процесс развития называют „направленным" (Марков, 1951; Маркова, 1948; Мазарович, 1940 и др.), что вряд ли можно признать удачным.—*А. Г.*

влении. Несомненно, что в дальнейшем схема потребует уточнения, более дробного расчленения разреза. Так, например, уже сейчас имеется ряд соображений в пользу более дробного деления макроритма „Б" на—„$Б_1$" и „$Б_2$". Границей между макроритмами „$Б_1$" и „$Б_2$", вероятно, явится граница между верхним и нижним мелом. Точно так же может быть подразделен и макроритм „Г» на два—„$Г_1$" и „$Г_2$", поскольку в ряде мест Ферганы установлено несогласное залегание пород бактрийского яруса на массагетских отложениях. Континентальные образования неогена и четвертичного времени нами подробно не расчленялись, поскольку это выходило за пределы непосредственной задачи автора—ритмостратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии, к рассмотрению которой мы и переходим.

Фактическим материалом для разработки схемы ритмостратиграфии явились детальные, послойные описания 15 разрезов в естественных обнажениях, составленные автором по Ташравату, Шайдану, Варзыку, Нарыну, Чангырташу, Караалма и Наукату; автором совместно с А. Г. Бабаевым—по Исфаре, Соху; А. Г. Бабаевым—по Кану; О. А. Рыжковым—по Гульче; Н. Е. Минаковой—по Мурзарабату; А. М. Акрамходжаевым—по Абширу, Каракульдже и по Кочкарата—Ялпакташу—нами совместно с А. М. Акрамходжаевым. Кроме того, были использованы разрезы промысловых площадей Южный Аламышик, Андижан, Палванташ, составленные по данным буровых скважин геологами Объединения „Средазнефть" И. П. Зубовым, А. М. Хуторовым и др.

Детальный анализ перечисленного фактического материала позволил нам более дробно расчленить отложения верхнего мела и палеогена, объединяемые, как отмечалось выше, в макроритмы „Б" и „В", на ритмы второго порядка, именуемые в дальнейшем мезоритмами.

В основу анализа были положены данные детальных литограмм, на которых графически приведены результаты послойного изучения вещественного (минералогического и химического) состава, окраски и крепости пород, их гранулометрического состава, сведения о солевых компонентах и т. д.

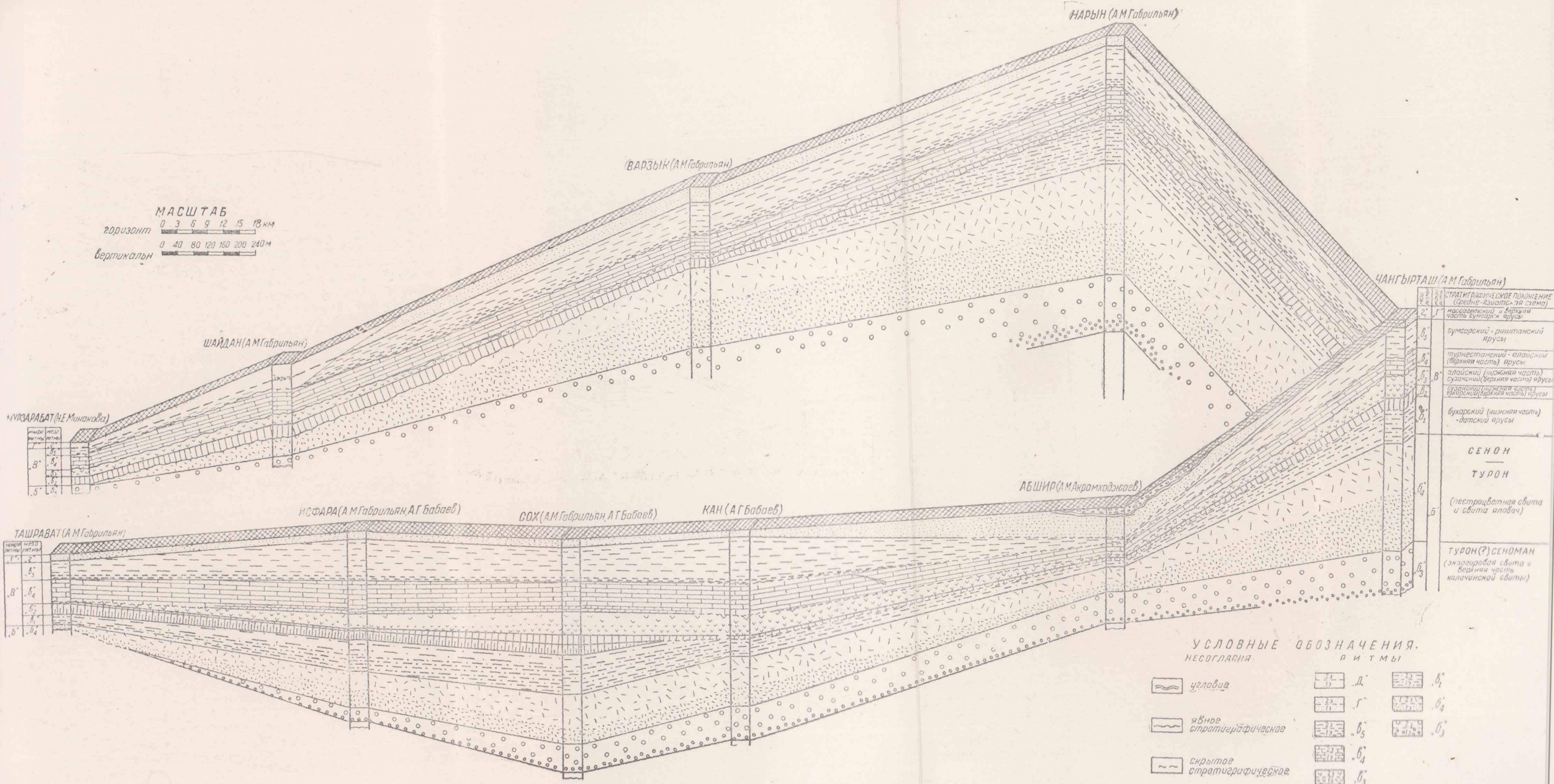
Было установлено, что границы между ритмами характеризуются весьма четкими изменениями в ходе кривых, отражающих перечисленные свойства пород. Так, начало ритмов (I элемент ритма) обычно на литограммах отмечается увеличением крупности зерна обломочных пород, возрастанием роли карбонатов в их цементе и другими признаками.

Объем главы не позволяет сколько-нибудь подробно остановиться на всех признаках, которыми мы руководствовались при расчленении изученных разрезов на ритмы. Отметим лишь, что отложения макроритма „Б" в Фергане делятся нами снизу вверх на 4, а макроритма „А"—на 5 мезоритмов.

Для макроритма „Б" выделены ляканский, кызылпиляльский, сеноман-туронский и турон-сенонский мезоритмы, соответственно обозначенные в дальнейшем изложении, как ритмы „$б_1$", „$б_2$", „$б_3$" и „$б_4$".

Макроритм „В" подразделен на бухарско-датский, сузакско-бухарский, алайско-сузакский, туркестанско-алайский и сумсарско-риштанский мезоритмы, фигурирующие в тексте и на графиках под индексами „$в_1$", „$в_2$", „$в_3$", „$в_4$" и „$в_5$" (рис. 17 и 18).

В основании меловых отложений южноферганской полосы, в частности в Исфаре, несогласно на верхнетриасовых образованиях залегает базальный конгломерат мощностью 12 *м*, сменяющийся кверху



17. Схема ритмостратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии
Составил А. М. Габрильян.

вначале пачкой чередующихся глинистых известняков и косослоистых красноцветных песчаников (28 *м*), затем мощным (21*м*) горизонтом известняков. Данная свита, общей мощностью 61 *м*, охватывает гузанскую (муянскую, по Васильковскому—1941) и ляканскую свиты Вялова (1945_3) и выделяется нами в мезоритм „$б_1$".

В Исфаринском разрезе, стратиграфически выше, развита 28-метровая пачка преимущественно косослоистых красных песчаников, с подчиненными прослоями зеленоватых глин, сменяющаяся кверху в основном известково-мергелистыми горизонтами мощностью 25 *м*. Этот комплекс, выделенный в мезоритм „$б_2$", соответствует кызылпиляльской свите Вялова, и, следовательно, относится еще к нижнему мелу.

Карбонатные горизонты верхней части мезоритма „$б_2$" перекрываются крепким, плохо отсортированным, преимущественно среднегалечным конгломератом (калачинская свита) мощностью 12,5 *м*. Подобный резкий фациальный переход от карбонатных пород к конгломератам, несомненно, связан с усилением в это время эрозионной деятельности в области сноса, располагавшейся к югу, вследствие развития здесь восходящих тектонических движений. Это обстоятельство позволяет достаточно четко наметить границу между мезоритмами „$б_2$" и „$б_3$".

Таким образом, I элемент мезоритма „$б_3$" сложен конгломератами калачинской свиты, относимой Вяловым (1945_3) уже к верхнему мелу. Выше конгломератов следует мергелисто-карбонатная пачка, с подчиненными прослоями красных, пестрых глин, общей мощностью 20 *м*, содержащая в средней части прослой (1—1,5 *м*) пестрых песчанистых мергелей, к кровле переходящий в светло-зеленые, грубозернистые, полимиктовые песчаники. Мергели и песчаники содержат большое количество устриц Liostrea sp. и др., характерных для экзогировой свиты Ферганы.

Смена конгломератов калачинской свиты заведомо морскими, фаунистически охарактеризованными, карбонатно-мергелистыми отложениями экзогировой свиты, датируемой обычно как сеноман, или сеноман-турон, свидетельствует о смене знака вертикальных движений, о начинавшемся опускании и трансгрессии моря в Ферганскую аккумулятивную зону.

Отложения экзогировой свиты, составляющие II элемент мезоритма „$б_3$", в морских глинисто-карбонатных фациях широко развиты в южноферганской полосе, к востоку от Исфары—в Сохе, Кане, Абшире, Чангырташе и т. д. В указанном направлении, наряду с весьма заметным увеличением количества глинисто-карбонатных горизонтов, содержащих руководящую для экзогировой свиты макрофауну—Exogyra columba Lam., Ex. olisiponensis Scharpe., Ex. cf. turkestanensis Bornem. и др., резко возрастает и общая мощность данной свиты. Так, в Сохе мощность экзогировой свиты составляет уже 55 *м*, далее на восток—в Кане и Абшире—соответственно 70 и 75 *м*, в Чангырташе 100 *м*. В разрезах Юго-восточной Ферганы, в Кочкарате и Каракульдже, она также значительна —в первом достигает 105 *м*, во втором—68 *м*.

Такое широкое распространение довольно мощных морских, фаунистически охарактеризованных отложений сеномана указывает на большой охват площади нисходящими (отрицательными по знаку) тектоническими движениями этого времени.

Если выделение в разрезах Южной и Юго-восточной Ферганы мезоритма „$б_3$" и, в частности, его II элемента (экзогировая свита) не представляет никаких затруднений благодаря наличию здесь руко-

водящих форм макрофауны, то значительно труднее это сделать для Северной Ферганы. Выделить мезоритм „$б_3$“ в ней можно, лишь основываясь на данных макрофауны в Шайданском и, пожалуй, в Мурзарабатском разрезах.

В Шайдане, в подошве меловых отложений с угловым несогласием на палеозойских породах, залегают пестрые, преимущественно зеленовато-серые глинистые известняки-ракушечники, содержащие остатки Exogyra turkestanensis Bornem. Это позволяет достаточно уверенно параллелизовать слои, их содержащие, с отложениями II элемента мезоритма „$б_3$“ Южной Ферганы.

Вместе с тем уже в этом разрезе Северо-западной Ферганы отмечаются существенные различия в фациальном составе пород, по сравнению с рассмотренными разрезами южноферганской полосы. Эти различия сказываются, прежде всего, в том, что здесь, в отличие от юга и особенно юго-востока Ферганы, преимущественное развитие в разрезе получают средне- и крупнозернистые, красноцветные песчаники и пески, в нижней части переслаивающиеся с упомянутыми известняками-ракушечниками. Подобный состав пород II элемента мезоритма „$б_3$“ в Шайданском разрезе указывает на более расчлененный рельеф и развитую гидрографическую сеть суши, расположенной к северу и поставлявшей в зону осадконакопления более грубозернистый, псаммитовый материал, чем в южноферганской полосе, где в это время накоплялись преимущественно глинистые, хорошо сортированные и карбонатные отложения.

По данным Минаковой (1941) в Мурзарабате нижняя часть разреза меловых отложений представлена 25-метровой пачкой красных, желтоватых песков и глинистых песчаников, содержащей в подошве отпечатки и ядра Trigonia sp. и прослой костеносной брекчии, что позволяет параллелизовать ее с экзогировой свитой Шайдана.

Обращаясь к Варзыкскому и Нарынскому разрезам, расположенным в северо-ферганской полосе, к северо-востоку от Шайдана, мы вынуждены руководствоваться при выделении синхроничных аналогов мезоритма „$б_3$“ лишь общими палеогеографическими соображениями, так как меловые образования здесь сложены немыми, преимущественно красноцветными обломочными породами, местами в нижней части чередующимися с пластами глинистых известняков и мергелей.

Естественно допустить, что образование этих карбонатных пород, в отличие от песчаников и конгломератов, преобладающих в разрезах Варзыка и Нарына, приурочены во времени к общему опусканию Ферганы и ее обрамлений в начале верхнего мела. Исходя из этого, мы относим ко II элементу мезоритма „$б_3$“ в Нарыне выделенные нами лиловую и гравийно-мергелистую свиты, а к I элементу—подстилающую их свиту песчаников и гравийников (рис. 17). Общая мощность пород мезоритма „$б_3$“ 166 *м*.

В Варзыкском участке ядро одноименной антиклинали, где изучались меловые отложения, сложено лиловой и гравийно-мергелистой свитами (II элемент мезоритма „$б_3$“), видимая мощность которых равна 65 *м*.

В крайнем северо-восточном углу Ферганской депрессии, в районе Караалма, наводящие указания для выделения мезоритма „$б_3$“ дает и микрофауна. В одном из пропластков зеленоватых глин нижней части мелового разреза обнаружены фораминиферы Gaudryina asiatica Bykova и Discorbis vescus Bykova, позволяющие достаточно обоснованно видеть в этих слоях синхроничные аналоги экзогировой свиты.

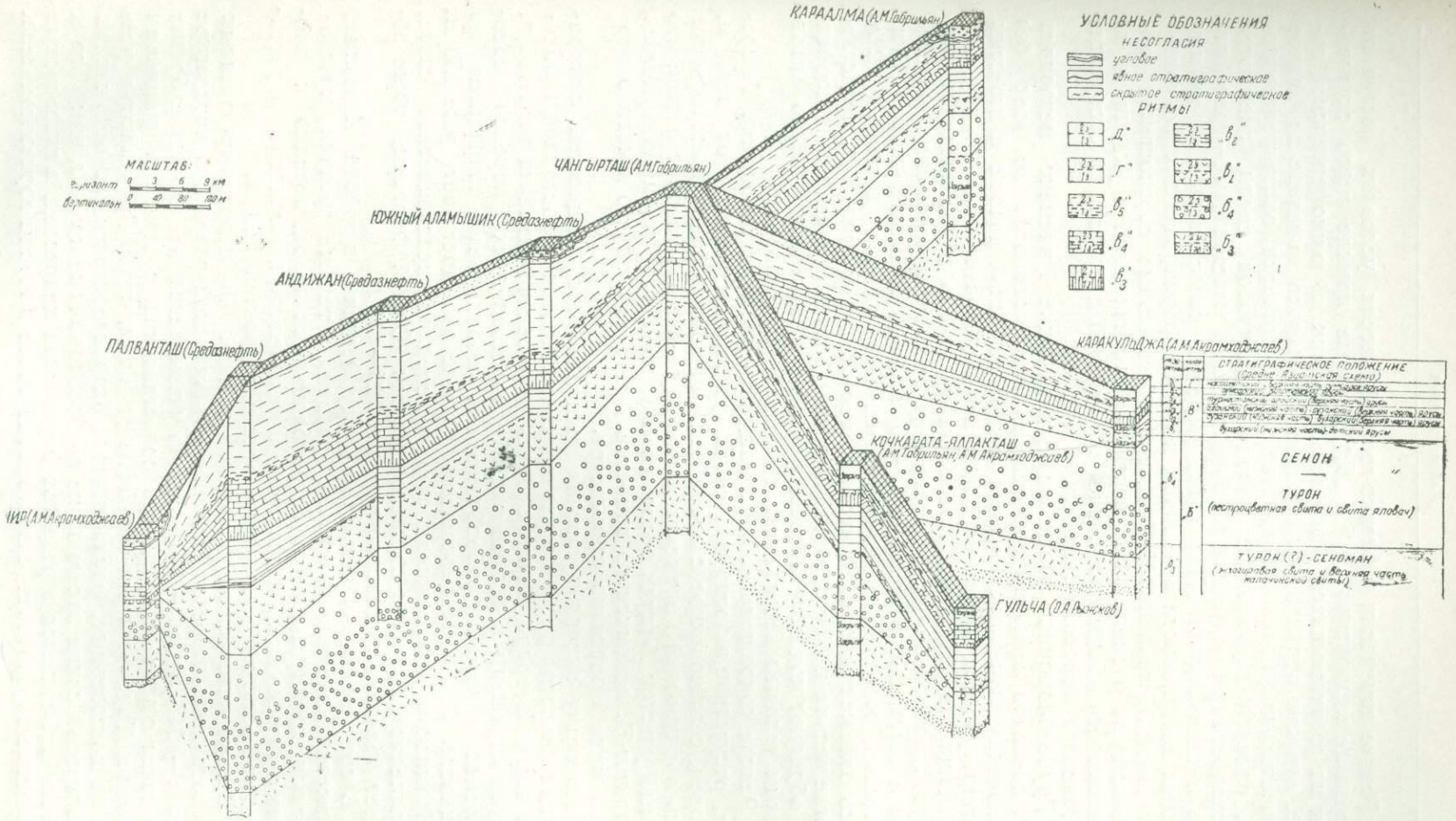


Рис. 18. Схема ритмостратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений восточной части Ферганской депрессии. Составил А. М. Габрильян.

Резкие изменения в физико-географических условиях наступают на границе мезоритмов „$б_3$“ и „$б_4$“, которые прежде всего сказываются на развивающихся в это время фациях. В южноферганской полосе, начиная примерно от меридиана Сельрохо на западе до Абшира включительно на востоке, морские, фаунистически охарактеризованные, глинисто-карбонатные породы экзогировой свиты сменяются красноцветными крупно-и грубозернистыми кластолитами—гравийниками и песчаниками. Последние нередко косослоистые, с явными следами деятельности временных потоков, формировавшихся в континентальной обстановке. Наблюдаемые фациальные соотношения свидетельствуют о смене знака вертикальных движений и указывают на начинавшееся общее вздымание обрамлений депрессии и отступание Ферганского морского бассейна.

Грубообломочные образования, слагающие I элемент мезоритма „$б_4$“, довольно легко выделяются и прослеживаются во всех без исключения изученных разрезах южноферганской полосы и известны в литературе под названием свиты песков Яловач.

Мощность отложений I элемента мезоритма „$б_4$“ в пределах упомянутой полосы в общем подвержена лишь незначительным колебаниям и составляет в среднем 40—50 *м*. Лишь в самом западном, Ташраватском, разрезе она резко уменьшается и едва достигает 2 *м*. Здесь отложения верхней части I элемента мезоритма „$б_4$“, представленные весьма плохо отсортированными песчано-гравийными породами, образуют подошву мелового разреза и залегают с резко выраженным угловым несогласием на палеозойские породы.

Резкое сокращение общей мощности меловых отложений Ташравата, отсутствие экзогировой свиты, развитой к востоку от него, и, наконец, согласованное с этими фактами почти полное выклинивание здесь образований I элемента ритма „$б_4$“—все это говорит о том, что данный участок, будучи расположен в пределах формировавшегося Ташрават-Белесеныкского поднятия, в течение нижнего и частью верхнего мела интенсивно размывался.

По-иному выглядит картина распределения мощностей синхроничных аналогов рассматриваемой свиты Яловач в Восточной и бóльшей части Северной Ферганы. Здесь отложения I элемента ритма „$б_4$“, будучи выражены в тех же фациях красноцветных, нередко косослоистых, крупно- и грубообломочных пород, резко возрастают по мощности. Так, в Чангырташском разрезе она достигает уже 150 *м*. В Нарынском и Варзыкском разрезах средняя красноцветная свита, параллелизуемая нами со свитой Яловач Южной Ферганы, тоже обладает большой мощностью порядка 125—130 *м*.

В крайнем северо-восточном углу Ферганы, в районе Караалма, отложения I элемента ритма „$б_4$“ развиты в тех же фациях красноцветных, преимущественно грубообломочных пород, нередко с прослоями косослоистых песчаников и включениями углистых и растительных остатков. Мощность этих образований 150 *м*.

Весьма интересным оказался крайний из проанализированных юго-восточных разрезов Ферганы—Гульчинский разрез. В литературе (Вялов—1947, Зубов—1949) обычно указывается на его своеобразие и в связи с этим на трудность сопоставления с другими разрезами Ферганы. Трудности эти заключаются в том, что в Гульчинском районе на достоверных, фаунистически охарактеризованных отложениях экзогировой свиты залегают не грубообломочные породы, как это и обычно наблюдается в разрезах Ферганской депрессии, а гипсоносные глинистые образования, свойственные более высоким горизонтам мела.

Это обстоятельство, а также тот факт, что в ближайшем от Гульчи—Кочкаратинском разрезе четко выделяются аналоги свиты Яловач, заставляют предполагать стратиграфическое несогласие, обусловившее выпадениев разрезе Гульчи свиты Яловач.Подобное предположение, как нам представляется, достаточно хорошо согласуется с близостью района Гульчи к восточному окончанию Туркестано-Алайского острова (Габрильян, 1948$_1$). В этих условиях восходящие вертикальные движения, как мы отмечали, имевшие место в начале накопления отложений I элемента ритма „$б_4$" (свита Яловач), в окраинных частях депрессии сопровождались размывом. Аналогичная картина, хотя и менее резко выраженная, наблюдается и в районе Караалма, где отложения II элемента ритма „$б_4$" ложатся с размывом на породах I элемента того же ритма.

Если посмотреть под этим углом зрения на крайний северо-западный Мурзарабатский участок, то и здесь наблюдается выпадение из разреза аналогов свиты Яловач; отложения бухарского яруса с размывом ложатся на экзогировую свиту. Таким образом, стратиграфическое несогласие здесь выражено даже более четко. Совершенно не случайно, а, наоборот, вполне закономерно, что именно здесь, в пределах Кураминского полуострова восходящие движения проявляются более резко, чем в центральных частях депрессии.

Насколько можно судить в отношении последних по данным глубокого бурения на Южном Аламышике, Андижане и Палванташе (рис. 18), здесь отложения I элемента ритма „$б_4$" представлены мощной (150—160 *м*) пачкой красноцветных обломочных пород. Любопытно, что пачка эта, наряду с песками, песчаниками, сложена и алевритово-глинистыми породами, количество которых в данной зоне заметно возрастает. Такое увеличение в разрезах этих промысловых площадей роли алевритово-глинистых пород за счет грубообломочных (гравийники, конгломераты) вполне закономерно и объясняется бóльшей удаленностью этих площадей от обрамления депрессии, поставлявшего обломочный материал в зону аккумуляции.

Фациальные особенности пород так называемой пестроцветной свиты, а именно повсеместное уменьшение размерности обломочного материала, преимущественное развитие глинистых и алевритовых прослоев, особенно в верхней половине свиты, и, наконец, появление в ряде разрезов карбонатных прослоев, содержащих на востоке рудистовую фауну, свидетельствуют о существенных изменениях, наступивших в условиях осадкообразования. Эти изменения на первых порах определялись, по-видимому, лишь прогрессировавшей пенепленизацией обрамлений Ферганской депрессии, в особенности южных участков суши, вследствие ослабления, а затем практически и полного прекращения восходящих движений. Последние вскоре сменяются движениями обратного знака, опусканием, с которым только и можно связывать продвижение в это время моря в Ферганскую депрессию.

Отчетливая смена тенденций поднятия превалирующим опусканием, фиксируемая в данной части стратиграфического разреза, позволяет наметить границу между I и II элементами ритма „$б_4$".

В наиболее полном восточноферганском разрезе, в Чангырташе, отложения II элемента ритма „$б_4$" представлены 120-метровой пачкой в основном перемежающихся между собой глин, алевритов, известняков и доломитов с подчиненными прослоями песчаных горизонтов. Из карбонатных прослоев, по сборам Ф. Н. Чернышева и др., Дувилье определены радиолиты—Biradiolites praeingens Toucas и Apricardia toucasi Douv., что дало основание отнести радиолитовый горизонт к

сантону. Однако позже Вялов проанализировал фауну из радиолитового горизонта различных частей Средней Азии и нашел возможным, в согласии с В. П. Ренгартеном (1933), датировать эти образования как маастрихт.

В разрезе Каракульджи, в 75 *км* к юго-востоку от Чангырташа, II элемент ритма „$б_4$" сложен 130-метровой пачкой в основном глинистых и карбонатных пород с редкими прослоями песков и песчаников. Находка А. М. Акрамходжаевым в этой пачке рудистовой фауны облегчает параллелизацию ее с соответствующими образованиями Чангырташа. Существенно по-иному построен разрез II элемента ритма „$б_4$" в крайнем северо-восточном разрезе—в Караалма. Здесь синхроничные аналоги пестроцветной свиты представлены пачкой мощностью 90 *м*, сложенной главным образом красноцветными гравийно-песчаными породами, ложащимися, как отмечалось выше, с размывом на отложения I элемента ритма „$б_4$". В нижней части пачки нередко появляются прослои песчаников и гравийников с обуглившимися растительными остатками. Эти особенности состава пород свидетельствуют о том, что район Караалма располагался в непосредственной близости к древней береговой линии сенонского моря Восточной Ферганы.

Отсутствие в рассматриваемом разрезе фаунистически охарактеризованных пород радиолитовой свиты вынуждает нас проводить параллелизацию верхней части II элемента ритма „$б_4$" Караалмы с другими разрезами Восточной Ферганы (Чангырташ, Каракульджа и др.) лишь на основании литологических признаков пород.

В разрезе Караалмы за стратиграфические аналоги радиолитового горизонта мы принимаем пачку мергелей, чередующихся с глинистыми пропластками мощностью 25 *м*, слагающую кровлю II элемента ритма „$б_4$".

От Чангырташа на юго-юго-восток, по направлению к „алайскому проливу", выявляется ряд особенностей в строении II элемента ритма „$б_4$"—пестроцветной свиты.

Прежде всего резко бросается в глаза общее сокращение ее мощности. Так, в разрезе Кочкарата она едва превышает 60 *м*, а в Гульче составляет лишь 10—12 *м* (рис. 18). Ни в первом, ни во втором разрезах нет фаунистически охарактеризованных радиолитовых слоев. Эти факты на первый взгляд противоречат общепринятому мнению о направлении морских трансгрессий в Ферганскую депрессию с юга, через „алайский пролив". Однако более тщательный анализ разрезов Кочкараты и Гульчи позволяет устранить это кажущееся противоречие.

Наблюдая взаимоотношение пород II элемента ритма „$б_4$" с вышележащими образованиями, в Кочкарате без особого труда можно установить выпадение, вследствие стратиграфического несогласия, из разреза аналогов надрадиолитовой свиты и залегание отложений бухарского яруса на пестроцветной свите со следами ее размыва.

Район Кочкараты находится в непосредственной близости к Ялпакташскому палеозойскому выступу, располагающемуся в ядре одноименной антиклинали, сложенной меловыми и третичными породами. Это дает основание связывать размыв верхней части пестроцветной свиты и выпадение из разреза Кочкараты надрадиолитовых слоев с восходящими движениями датского века, которые, естественно, наиболее резко сказались на участках формировавшихся поднятий.

В районе Гульчи, как уже отмечалось, положительные по знаку вертикальные движения привели к выпадению из разреза отложений I элемента ритма „$б_4$". Вероятно, и во время накопления осадков

II элемента этого ритма данный район, будучи расположен вблизи восточного погружения Туркестано-Алайского острова, подвергался в основном размыву, и только временами здесь накоплялись маломощные красноцветные алевритовые образования.

Высказанные соображения, как представляется автору, достаточно хорошо расшифровывают природу своеобразного строения разрезов Кочкаратинского и Гульчинского участков, о котором пишут Вялов (1947$_1$) и др. Именно влиянием формировавшихся поднятий (Ялпакташское и Алдыярское) и Туркестано-Алайского острова проще всего можно объяснить мозаичность в распространении по площади отдельных свит мела и палеогена в Восточной Фергане. К западу от Чангырташа, в разрезах буровых скважин промысловых площадей Южный Аламышик, Андижан и Палванташ сравнительно легко удается выделить синхроничные аналоги II элемента ритма „б$_4$" при помощи каротажных диаграмм.

В пределах перечисленных промысловых площадей рассматриваемая секция стратиграфического разреза сложена преимущественно пестроцветными (красными, зелеными) глинистыми и карбонатными породами, с редкими прослоями песчаников; общая мощность отложений 130—140 *м*. Обращает на себя внимание наличие здесь ряда мощных горизонтов карбонатов, среди которых некоторые достигают мощности 20—25 *м*, а также заметное уменьшение размерности обломочного материала кластолитов.

Карбонатные породы сопоставляются нами с „радиолитовым горизонтом" Восточной Ферганы. Отмеченные особенности состава пород и приведенные мощности достаточно хорошо согласуются с местонахождением этих промыслов, а именно с большим их удалением от обрамлений депрессии и с приближением в этом направлении к ее центральным частям.

Хорошим примером влияния близости палеозойских обрамлений на мощность и фациальный состав пород является абширский разрез. Здесь мощность отложений II элемента ритма „б$_4$" едва достигает 40 *м*, а в составе пород, наряду с мергелистыми породами, широко развиты крупнозернистые песчанистые отложения. Подобные изменения объясняются, конечно, близостью абширского участка к южному обрамлению депрессии (Туркестано-Алайский остров), определявшему береговую линию морского бассейна в сеноне.

В разрезах южноферганской полосы отложения II элемента ритма „б$_4$" (пестроцветная свита) достаточно хорошо обособляются среди вмещающих их пород. Отметим лишь, что по мере движения на запад мощность их постепенно уменьшается от 80 *м* в Кане до 60 *м* в Сохе, 40 *м* в Исфаре и, наконец, 10 *м* в Ташравате. Несмотря на это, в первых трех из них удается выделить стратиграфические аналоги радиолитового горизонта Восточной Ферганы, сложенные 1—3-метровыми прослоями доломитов, известняков и мергелей, перемежающимися с зелеными алевритовыми глинами. Отсутствие остатков радиолитов в данной пачке, которое, как обычно отмечается, затрудняет сопоставление их с разрезами Восточной Ферганы, следует, возможно, объяснить изменением в этой части морского бассейна биономических условий, исключавшим расселение здесь фауны.

Значительно сложнее обстоит дело с выделением отложений II элемента ритма „б$_4$" в разрезах Северной Ферганы. Поскольку органических остатков в меловых породах данной зоны, за исключением фауны экзогирового горизонта в Шайданском районе, нет, то коррелят-

ция в этом случае может быть проведена лишь на основании литологических признаков пород.

Учитывая, что отложения II элемента ритма „$б_4$" накоплялись на фоне превалировавших тенденций опускания, мы должны попытаться выделить в разрезах североферганской полосы свиты, отражающие в своем вещественном составе и структуре пород влияние подобных опусканий.

В Нарыне к отложениям II элемента ритма „$б_4$" мы отнесли пестроцветную свиту мощностью 160 м, разделяющую среднюю и верхнюю красноцветные свиты данного разреза. Уменьшение размерности обломочного материала, заметное увеличение числа и мощности мергелистых прослоев и, наконец, пестрая окраска пород (зеленая, охристая, красная) обособляют пестроцветную свиту от грубообломочных, конгломератово-гравийных образований средней красноцветной свиты.

В Варзыке II элемент ритма „$б_4$" сложен почти исключительно пестроцветными обломочными породами (пески, песчаники, алевриты), *на которых с размывом залегают карбонатные слои бухарского* яруса; видимая мощность отложений 90 *м*. Отсутствие известняковых и мергелистых пород, развитых, как мы видели, на востоке, непосредственное налегание горизонтов бухарского яруса на отложения II элемента ритма „$б_4$", т. е. выпадение из разреза стратиграфических аналогов датского яруса, представляет собой характерные признаки в строении Варзыкского разреза.

Еще более резко явление размыва верхней части меловых отложений наблюдается далее к западу, в Шайдане, где слои бухарского яруса ложатся непосредственно на породы I элемента ритма „$б_4$" (рис. 17). Крайнее выражение этого процесса отмечается в наиболее западном, Мурзарабатском участке, где бухарские слои с размывом ложатся на экзогировую свиту.

Таким образом, можно констатировать, что по мере приближения к Кураминскому полуострову все резче отмечаются явления размыва верхней части верхнемеловых отложений.

Весьма существенные изменения в условиях осадкообразования наступают в начале датского века, для которого повсеместно в Средней Азии и за ее пределами характерно развитие крупных восходящих движений, обусловивших резкое сокращение границ морских бассейнов. Применительно к Фергане эти движения привели, в частности, к резкой фациальной смене отложений в разрезах. На смену морским, фаунистически охарактеризованным слоям Восточной и Юго-восточной Ферганы, крупно- и грубообломочным в большинстве своем прибрежно-морским образованиям других частей депрессии приходят тонкоотмученные пелитовые накопления, как правило, сильно огипсованные и перемежающиеся с мощными пластами гипса.

Подобные фациальные соотношения указывают на регрессию морского бассейна из Ферганы и развитие здесь крупной лагуны, в которой накоплялись гипсы и огипсованные пелиты. Это обстоятельство позволяет в большинстве случаев достаточно уверенно наметить границу между ритмами „$б_4$" и „$в_1$".

В Южной Фергане I элемент ритма „$в_1$" сложен гипсами Гознау, хорошо прослеживающимися во всех разрезах зоны, от Ташравата на западе, где мощность ее равна 10—12 *м*, до Кана на востоке—50 *м*. В промежуточном, Сохском, разрезе мощность гипсоносной пачки возрастает даже до 80 *м*. Далее на восток, в Наукате, отложения I элемента ритма „$в_1$" выражены теми же фациями гипсов, чередующихся в подошве с подчиненными прослоями зеленых огипсованных глин общей

мощностью 30—32 *м*. В разрезах Чангырташа, Каракульджи и промысловых площадей Южного Аламышика, Андижана и Палванташа всюду легко распознаются стратиграфические аналоги I элемента ритма „$в_1$". Здесь они также представлены мощной пачкой (80—110 *м*) огипсованных глин, перемежающихся с гипсами.

В крайнем юго-восточном углу депрессии, в строении рассматриваемой секции стратиграфической колонки Кочкараты и Гульчи наблюдается ряд изменений, наиболее существенным из которых является выпадение из разреза Кочкарата I элемента ритма „$в_1$". В Гульче заметно сокращается мощность гипсоносной пачки (не более 30 *м*).

Эти факты заставляют предполагать, что Кочкаратинский участок на протяжении всего времени накопления осадков I элемента ритма „$в_1$", а Гульчинский—на значительном его отрезке находились выше уровня вод Ферганской лагуны. По-видимому, и в данном случае на процессах осадкообразования сказалось влияние восточного погружения Туркестано-Алайского острова и формировавшихся Ялпакташского и Алдыярского поднятий. Аналогичные причины, вероятно, обусловили и выпадение из разрезов Прикураминской зоны северофергапской полосы (Мурзарабат, Шайдан и Варзык) отложений I элемента ритма „$в_1$" (рис. 17).

В Нарыне к аналогам гипсоносной пачки Южной Ферганы мы относим верхнюю красноцветную свиту мощностью 110 *м*, сложенную преимущественно охристо-красными алевритами, песчаниками с редкими прослоями мергелей. В районе Караалмы в строении пород I элемента ритма „$в_1$" наблюдается резкое увеличение роли грубообломочного материала, приводящее к развитию здесь преимущественно гравийных образований, общая мощность которых равна приблизительно 30 *м*.

Краткое рассмотрение состава пород I элемента ритма „$в_1$" Ферганской депрессии показывает, что начало нового („$в_1$") ритма осадкообразования не просто повторяет предыдущий („$б_4$"), а отличается своими, только ему присущими особенностями; обстоятельство, которое отмечалось нами выше.

Так, если сопоставить восходящие движения во времени развития первых элементов ритмов „$б_4$" и „$в_1$", то нетрудно заметить, что в первом случае (ритм „$б_4$") эти движения привели повсеместно в Фергане к накоплению красноцветных, часто косослоистых, грубообломочных (особенно на севере) отложений, тогда как во втором шло накопление тонкоотмученных пелитовых и гипсоносных образований.

Данные факты говорят в пользу того, что, несмотря на общий положительный знак тех и других вертикальных движений, конкретное выражение этих движений в области осадконакопления было различным. Если во время формирования осадков I элемента ритма „$б_4$" (свита Яловач) происходил интенсивный подъем обрамлений депрессии, поставлявших в зону аккумуляции грубообломочный материал, то в период накопления отложений I элемента ритма „$в_1$" (гипсы Гознау) восходящие движения в области обрамлений развивались, очевидно, медленнее и имели небольшую амплитуду. Более энергичное вздымание участков суши в это время имело место лишь в северных обрамлениях, вследствие чего в разрезе Нарына и особенно Караалмы преобладают крупно- и грубообломочные породы, имеющие в составе своего цемента не сульфаты, как глинистые отложения на юге, а карбонаты.

В пользу энергичных восходящих движений, приуроченных к границе Ферганской депрессии и ее северных обрамлений, говорят

и факты скрытого и явного углового несогласия между отложениями I элемента ритма „$в_1$" и слоями бухарского яруса, наблюдаемые в разрезах Северной Ферганы.

Нам уже приходилось отмечать (1950_3) подобные явления для Нарына, где азимутальное несогласие между палеогеновыми и верхнемеловыми отложениями достигает 18—20°, для Варзыка, Шайдана, Мурзарабата и других, в разрезах которых весьма четко выражены стратиграфические несогласия между слоями бухарского яруса и подстилающими их различными свитами верхнего мела. Эти факты, а также новые данные о несогласном залегании отложений верхнего мела и палеогена в районах Южнотаджикской депрессии и Западного Узбекистана, опубликованные в последнее время (Захаров, 1949; Аделунг, 1950), заставляют иначе подходить к оценке тектонических движений в Средней Азии, развивавшихся на границе мела и палеогена.

Развитие этих движений не только обусловило резкую фациальную смену осадков, наступившую в Средней Азии в датский век, но местами, главным образом на границе зон аккумуляции и поднятий, вызвало и отчетливые угловые несогласия между мелом и палеогеном. Движения этого времени обычно синхронизируются с ларамийской фазой складчатости.

СХЕМА РИТМОСТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Начало бухарского века знаменуется сменой знака колебательных движений, вызвавшей общее опускание территории Средней Азии, в частности и Ферганской аккумулятивной зоны, и трансгрессию нижнепалеогенового моря. Осадки его слагают II элемент ритма „$в_1$" и легко выделяются в разрезах Юго-западной Ферганы, от Ташравата до Соха включительно. В Сохе II элемент ритма „$в_1$" сложен 25-метровой пачкой тонкоотмученных серых и зеленоватых глин, не вскипающих от HCl. В Исфаре мощность их становится максимальной и достигает 35 *м*. Здесь развиты те же зеленые глины, в верхней части переслаивающиеся с серыми разностями.

Выше описываемой пачки глин залегает мощный горизонт так называемых сулюктинских песчаников (Вялов, 1947_1), входящий уже в состав следующего ритма—„$в_2$" В самом западном, Таширатском, разрезе мощность рассматриваемых отложений весьма заметно сокращается (12—15 *м*).

Второй элемент ритма „$в_1$" удается выделить и в разрезах буровых скважин промысла Палванташ, в которых он представлен 30-метровой пачкой зеленых глин, заключенных между гипсами Гознау и сулюктинскими песками.

В остальных разрезах Ферганской депрессии, включая и промысловые площади Андижан и Южный Аламышик, отложений II элемента ритма „$в_1$" нет: во всех этих случаях II элемент ритма „$в_2$" залегает непосредственно на I элементе ритма „$в_1$" и даже на II элементе ритма „$б_4$" (Кочкарата).

Для северофергансной полосы подобные соотношения скорее всего объясняются тем, что окраинные ее участки, вероятно, не были захвачены нижнепалеогеновыми опусканиями, развивавшимися в центральной части депрессии. Поэтому на протяжении всего времени накопления в Юго-западной Фергане глинистых образований II элемента ритма „$в_1$" здесь, в окраинной полосе Северной Ферганы, происходил размыв верхнемеловых отложений.

Значительно сложнее обстоит дело с выяснением причин, обусловивших выпадение из стратиграфических колонок юго-восточной части депрессии отложений II элемента ритма „$в_1$". Сложность эта заключается прежде всего в том, что именно через Юго-восточную Фергану происходила трансгрессия нижнепалеогенового моря, осадки которого мы видим в разрезах юго-западной полосы депрессии. В связи с этим приходится допускать, что на юго-востоке Ферганы осадки, соответствующие по времени II элементу ритма „$в_1$", вообще говоря, накоплялись, но были размыты в результате проявления последующих, положительных по знаку, движений в начале формирования I элемента ритма „$в_2$".

Такое предположение мы высказываем, в частности, и потому, что развитие последовавших положительных движений отмечается при анализе тех же разрезов Юго-западной Ферганы.

В Исфаре и Ташравате I элемент ритма „$в_2$" сложен 15-метровой пачкой преимущественно известковистых средне-и крупнозернистых песчаников, известных в литературе под названием сулюктинских. В 1942 г. в Исфаре Вялов (1947$_1$) обнаружил в этих песчаниках Ostrea bellovacina Lam. var. trinkeri Böhm., позволяющую отнести эти слои к бухарскому ярусу.

В Сохе I элемент ритма „$в_2$" представлен алевритовым горизонтом мощностью 6 *м*. Уменьшение мощности сулюктинских песчаников к востоку от Исфары, переход их на меридиане Соха в более мелкозернистые обломочные разности давали основание исследователям рассматривать эти песчаники как одну из подфаций бухарского яруса, область распространения которой ограничивалась Юго-западной Ферганой, поскольку во всех остальных разрезах депрессии их нет.

Накопившийся новый фактический материал позволяет внести некоторые коррективы в эти представления. В данном отношении весьма ценны сведения, полученные при бурении скважин на Палванташе. Здесь скважинами под карбонатной пачкой заведомо алайского яруса был вскрыт горизонт песчаника мощностью около 7—8 *м*, который вместе с подстилающими их зелеными глинами залегает на гипсах Гознау. Такое стратиграфическое положение данного песчаникового горизонта позволяет видеть в нем синхроничный аналог сулюктинских песчаников Юго-западной Ферганы.

Таким образом, по крайней мере до меридиана Палванташа на востоке, в пределах зоны кольцевых адыров Южной Ферганы и смежных с ней внутренних частей депрессии, мы вправе рассчитывать на присутствие в разрезах песчаникового или песчано-алевритового горизонта, соответствующего I элементу ритма „$в_2$".

Несколько восточнее Палванташа, уже на промысле Андижан и далее на восток, на Южном Аламышике, мы не видим в разрезах, так же как в Северной и Восточной Фергане, развития данного песчаникового горизонта. Объясняется это тем, что положительные по результирующему знаку колебательные движения, сопровождавшие накопление осадков I элемента ритма „$в_2$", вывели эти участки выше уровня вод нижнепалеогенового бассейна Ферганы, которые с различной степенью интенсивности подвергались размыву. Как нам кажется, именно поднятия этого времени вызвали в юго-восточной части депрессии размыв подстилавших глинистых образований II элемента ритма „$в_1$".

Однако эти поднятия, судя по малой мощности I элемента ритма „$в_2$" в Юго-западной Фергане, были сравнительно кратковременными и вскоре сменились движениями обратного знака, опусканиями, су-

щественно изменившими седиментационный режим. На смену песчаникам Юго-западной Ферганы приходят вначале глинистые (рыбный горизонт Вялова), а затем карбонатные, главным образом доломитовые образования, слагающие II элемент ритма „$в_2$".

Синхроничные отложения широко развиты на юго-востоке Ферганы и состоят в основном из доломитов, нередко огипсованных и чередующихся с пластами гипса. Такой состав пород, а также „карликовые" формы встречающихся в доломитах Corbulidae свидетельствуют о ненормальной, повышенной солености вод нижнепалеогенового моря этой части Ферганы.

Иной фациальный облик имеют в северо-ферганской полосе отложения II элемента ритма „$в_2$", присутствующие во всех изученных участках данной полосы. Здесь прежде всего бросается в глаза полное отсутствие в разрезах гипсов, резко подчиненное значение доломитов, сменяющихся известняками, нередко обогащенными обломочным материалом. Параллельно изменяется и состав макрофауны. В отличие от мелких форм—Corbula (Cuneocorbula) angulata Lam., C. biangulata Desh., C. asiatica Vial., характерных для бухарского яруса Южной и Восточной Ферганы, здесь на севере, за счет их появляются крупные устрицы—Ostrea kalizkyi Vial. и O. bellovacina Lam. var. trinkleri Böhm. Эти особенности состава пород и заключенных в них органических остатков говорят о том, что воды северо-ферганской прибрежной полосы бухарского моря имели более нормальную соленость и, может быть, даже несколько опреснялись за счет вод, поступавших с северных обрамлений депрессии.

Судя по разрезам промысловых площадей Палванташа, Андижана и Южного Аламышика, расположенных ближе к центру депрессии, в составе отложений II элемента ритма „$в_2$" этой зоны начинают превалировать глины с относительно редкими прослоями доломитов; пластов гипса, как мы видели, характерных для Восточной Ферганы, здесь нет. Наряду с этим отмечается заметное увеличение общей мощности рассматриваемых отложений в направлении от Чангырташа к Палванташу, т. е. к более глубоким частям депрессии.

Приведенный состав пород промысловых площадей позволяет считать, что условия полузамкнутого, во многом приближающегося по своему режиму к лагуне, бухарского моря Южной Ферганы по направлению к ее центру сменяются условиями нормального моря. Данный вывод достаточно хорошо согласуется с наблюдаемыми фактами по Северной Фергане, отмечавшимися выше.

Чтобы закончить краткий обзор отложений бухарского яруса, следует рассмотреть группу разрезов—Абширский, Наукатский и Чангырташский. В последнем из них Вялов (1945_3) относит пачку гипсов, залегающую выше надрадиолитовой свиты, к бухарскому ярусу. Подобная же трактовка была принята и автором в одной из предыдущих работ (1948_1). После получения нового фактического материала по глубоким скважинам, пробуренным на промыслах, и детального анализа ритмостратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений приходится несколько передвинуть вверх границу между мелом и палеогеном в Чангырташе. Исходя из этого, нижнюю 15-метровую пачку гипса, ранее относимую к бухарскому ярусу, следует включить в состав отложений I элемента ритма „$в_1$" (надрадиолитовая свита), на которых со стратиграфическим несогласием залегают фаунистически охарактеризованные пласты доломита, перемежающиеся с гипсами. При такой трактовке гипсы Гознау южноферганской полосы находят в Восточной Фергане и свои фациальные аналоги.

Такие же изменения приходится внести в схему расчленения Абширского и Наукатского разрезов. Здесь к бухарскому ярусу мы относим лишь небольшую верхнюю пачку (8—10 *м*) гипсоносной свиты с прослоями доломитов, содержащих фауну, а нижнюю, большую ее часть (25 *м*), рассматриваем как образования I элемента ритма „$в_1$", т. е. параллелизуем их с гипсами Гознау. На возможность „слияния" последних с гипсами бухарского яруса в Наукате в одну общую гипсовую толщу указывалось и Вяловым (1945_2).

Таким образом, во всех трех пунктах (Чангырташ, Наукат и Абшир), в результате стратиграфического несогласия, наблюдается выпадение из разрезов отложений II элемента ритма „$в_1$", I элемента ритма „$в_2$" и непосредственное налегание II элемента ритма „$в_2$" на I элемент ритма „$в_1$" (рис. 17).

В этих условиях говорить о слиянии гипсовых прослоев трудно. Изложенная схема стратиграфического расчленения пограничных слоев мела и палеогена, по нашему мнению, достаточно хорошо расшифровывает те особенности в строении разрезов Абшира, Науката и Чангырташа, на которые обращали внимание многие исследователи Ферганы.

Одним из наиболее сложных вопросов корреляции нижнепалеогеновых отложений Северной Ферганы с другими ее частями является вопрос о положении в колонке так называемого известнякового горизонта сузакского яруса северо-ферганской полосы. Трудности эти заключаются в том, что во всех остальных частях депрессии отсутствуют фациальные, фаунистически охарактеризованные аналоги этих известняков, содержащие на севере руководящие формы устриц—*Ostrea hemiglobosa Rom. var. kafirniganica Vial.* и *O. errara Vial.*

Вместе с тем развитие в Приташкентском районе сходных по составу и фауне слоев сузакского яруса свидетельствует в пользу свободной связи, существовавшей в это время между участками морского бассейна Приташкентского района и Северной Ферганы. В последней горизонт известняков и доломитов сузакского яруса мы относим к верхам II элемента ритма „$в_2$", поскольку накопление их было связано с общим прогибанием, начавшимся во время формирования карбонатных осадков бухарского яруса. Вследствие этого в разрезах Северной Ферганы, в частности в Варзыке, переход между ними весьма постоянен: и те и другие составляют по существу единый карбонатный горизонт.

Что касается параллелизации карбонатов сузакского яруса Северной Ферганы с отложениями южноферганской полосы, то здесь пока нельзя высказать сколько-нибудь достаточно аргументированные соображения. Обычно принимается, что данному карбонатному горизонту на юге соответствует какая-то часть гипсоносно-глинистой пачки, залегающая между бухарскими и алайскими слоями и относимая к сузакскому ярусу. Однако анализ хода колебательных движений, по нашему мнению, противоречит такому предположению, ибо накопление карбонатных осадков Северной Ферганы было связано с отрицательными, а гипсоносно-глинистых пород юга—с положительными движениями. Учитывая это, мы допускаем возможность параллелизации карбонатов „сузакского яруса" Северной Ферганы с верхней частью доломитов „бухарского яруса" юга. Наблюдающиеся различия в составе фауны этих горизонтов в данном случае, по-видимому, объясняются различиями биономических условий, существовавшими между зоной открытого, нормального моря на севере и полузамкнутого, приближающегося по своему режиму к лагуне, бассейна на юге

Следует еще раз подчеркнуть, что высказанное соображение является предположением, требующим дальнейшей проверки.

Смена знака колебательных движений достаточно отчетливо фиксируется на границе ритмов „$в_2$“ и „$в_3$“. Состав пород I элемента ритма „$в_3$“, сложенного характерными для юга и востока Ферганы красноцветными глинами, переходящими в северофергапской полосе в грубозернистые гравийниковые образования, указывает на развитие поднятий.

Уместно отметить, что эти гравийниковые образования, относимые Вяловым (1947_1) к алайскому ярусу, в нашей ритмостратиграфической схеме коррелируются с сузакскими слоями Южной Ферганы и кварцевыми песками Приташкентского района; возраст последних, хотя и несколько условно, Минакова (1941) также принимает за алайский.

Основанием для подобной параллелизации является то, что и кварцевые пески Приташкентского района, и красноцветные гравийниковые отложения Северной Ферганы, и, наконец, гипсоносные образования сузакского яруса южноферганской полосы представляют собой фации, накопление которых связано с проявлением синхроничных, положительных по знаку колебательных движений.

Развитие поднятий на некоторых участках, в частности в Ташравате, привело к выпадению из разреза отложений ритма „$в_3$“ и I элемента ритма „$в_4$“ и к непосредственному налеганию II элемента последнего на II элемент ритма „$в_2$“—факт, о котором нам уже приходилось писать в одной из заметок (1950_1).

В начале алайского века начинают превалировать тенденции опускания, вследствие чего морские, фаунистически охарактеризованные отложения этого времени, объединяемые II элементом ритма „$в_3$“, широко распространены не только в Фергане, но и в смежных аккумулятивных областях Средней Азии.

Отложения II элемента ритма „$в_3$“ в Южной Фергане, начиная от Сельрохо на западе до Кана включительно на востоке, представлены в нижней части зелеными, иногда алевритовыми глинами, сменяющимися кверху известняками; общая мощность пачки колеблется от 10 до 30 *м*, имея максимальное значение в Сохе (30 *м*). Наличие в этих слоях устриц и прежде всего руководящего вида—Ostrea turkestanensis Rom. и его разновидности var. alaica Vial. дает основание относить их к алайскому ярусу.

Обращает на себя внимание выпадение II элемента ритма „$в_3$“ в Ташравате, обусловленное, вероятно, тем, что формировавшееся Белесынык-Ташраватское поднятие в это время так же, как и в сузакский век, выступало из-под уровня вод алайского моря и подвергалось размыву.

Резкое сокращение мощности II элемента ритма „$в_3$“ наблюдается в Кане, где эти образования, с отчетливыми следами размыва (конгломераты), перекрываются породами II элемента ритма „$в_4$“. Размыв в данной секции стратиграфической колоники мы связываем с восходящими движениями начала формирования осадков I элемента ритма „$в_4$“.

Положительными колебательными движениями этого времени и объясняется: резкое сокращение мощности II элемента ритма „$в_3$“ в Кане, выпадение его из разрезов Абшира, Науката и всей северофергапской полосы и, наконец, известное двучленное строение карбонатной пачки алайского яруса (горизонты „l_1“ и „l_2“ Калицкого) в Восточной и Северо-восточной Фергане—Чангырташе, Каракульдже, Майлису и т. д.

Восходящие вертикальные движения, сопровождавшие накопление отложений I элемента ритма „$в_4$", нашли различное выражение в вещественном составе пород в зависимости от положения того или иного участка депрессии по отношению к ее обрамлениям.

Так, в северо-ферганской полосе, весьма близко располагавшейся к древней береговой линии, эти движения привели к размыву II элемента ритма „$в_3$" и к выпадению из разреза I элемента ритма „$в_4$". Аналогичная картина наблюдается в Абширском и Наукатском разрезах, весьма близко отстоящих от южного обрамления (Туркестано-Алайский остров) депрессии.

Иначе развивались положительные движения алайского века в Южной Фергане, в частности в Исфаре и Сохе. В Исфаре—примерно в средней части, а в Сохе—в нижней половине карниза алайского яруса, сложенного фаунистически охарактеризованными известняками, прослеживается пачка доломитов, иногда мергелей без фауны, общей мощностью 8—10 *м*.

Смена известняковой фации с остатками устриц доломитовой фацией, с одновременным исчезновением макрофауны, свидетельствует о развитии положительных движений, вследствие чего в этой части Южной Ферганы, в условиях замкнутого морского бассейна, шло образование доломитов. Добавим, что в Исфаринском разрезе наблюдаются и отчетливые следы размыва, которые были отмечены еще Р. Ф. Геккером и А. И. Осиповой.

Движения этого времени фиксируются и в Чангырташском разрезе, где в средней части карбонатной пачки алайского яруса залегают глинистые прослои и доломиты, весьма сильно обогащенные обломочным (песчаным) материалом, делящие, таким образом, карбонаты данного яруса на горизонты „l_1" „l_2".

На северо-запад от Чангырташа двучленное строение карбонатов алайского яруса прослеживается до Майлису включительно. Далее на запад, в Нарыне и Варзыке, нижний из карбонатных горизонтов, как мы уже отмечали, выпадает из разрезов.

Положительные по знаку колебательные движения времени формирования I элемента ритма „$в_4$" сменяются затем длительным, хотя и пульсирующим прогибанием, на фоне которого шло накопление осадков II элемента ритма „$в_4$". Данный комплекс является, пожалуй, одним из наиболее выдержанных элементов ритмостратиграфической шкалы (рис. 17, 18). Карбонатные, преимущественно известняковые, фаунистически охарактеризованные фации верхов алайского яруса образуют нижнюю часть II элемента ритма „$в_4$" и широко распространены в пределах Ферганской депрессии. Примерно такие же ареалы развития имеют глинистые и карбонатные породы туркестанского яруса, слагающие верхнюю часть II элемента ритма „$в_4$".

В большинстве случаев II элемент ритма „$в_4$" залегает на подстилающие слои со следами размыва (Ташрават, Кан, Абшир, Нарын, Варзык и др.) или, по крайнем мере, со стратиграфическим несогласием (Мурзарабат, Шайдан, Ялпакташ, Гульча и др.).

Нормальны в смысле ритмостратиграфической последовательности разрезы Исфары, Соха, Каракульджи, возможно, Чангырташа и Майлису.

В пределах промысловых площадей: Южного Аламышика, Андижана и Палванташа по данным буровых скважин трудно произвести расчленение ритма „$в_4$" на его I и II элементы, поэтому они рассматриваются пока совместно. Исходя из возрастания общей мощности ритма „$в_4$" по направлению от Чангырташа (45 *м*) к Южному Аламы-

шику (50 *м*) и особенно к Андижану и Палванташу (100 *м*), а также большего их приближения к центру депрессии, можно предполагать, что отмечавшееся стратиграфическое несогласие между ритмами „$в_3$“ и „$в_4$“ должно на этих площадях исчезнуть.

Анализ взаимоотношений ритмов „$в_3$“ и „$в_4$“, проведенный для всей Ферганской депрессии, позволил выявить весьма важные стратиграфические положения, сущность которых вкратце сводится к следующему. Во-первых, положительные вертикальные движения времени формирования I элемента ритма „$в_4$“ привели к тому, что в Исфаре, Сохе, Чангырташе, Майлису и т. д. карбонатная свита алайского яруса оказалась разделенной размывом или скрытым стратиграфическим несогласием на две пачки: нижнюю и верхнюю. Больше того, в разрезах северо-ферганской полосы, а также Абшира и Науката нижняя из карбонатных пачек была размыта. Во-вторых, как следствие сказанного вытекает, что известняки алайского яруса Северной Ферганы (от Нарына и далее на запад), а также Абшира, Науката и Ташравата можно сопоставлять не со всей карбонатной пачкой алайского яруса юга (Исфары, Соха), как это делалось до сих пор на основании общих руководящих форм устриц, а только с ее верхней частью.

Нахождение одних и тех же устриц Ostrea turkestanensis Rom. в карбонатных горизонтах алайского яруса Северной Ферганы, Абшира, Науката и т. д. и в нижней части этого яруса в разрезах Исфары, Соха и других, по возрасту более древних, служит примером, иллюстрирующим относительную инертность фауны по отношению к изменениям физико-географических условий седиментации. В то время как в вещественном составе пород (переход известняков в доломиты, появление карбонатов, обогащенных песчаным материалом) четко улавливается смена знака колебательных движений, состав макрофауны остается прежним. Объясняется это тем, что появление вариететов и новых видов, естественно, требует бо́льшего отрезка времени. Поэтому ритмостратиграфический анализ в данном случае позволил произвести более дробную стратификацию, чем та, которая базировалась на составе макрофауны.

Существенные изменения в режиме осадкообразования Ферганской депрессии наступают во время накопления отложений I элемента ритма „$в_5$“ (низы ришстанского яруса). Эти изменения, обусловленные возобновившимися интенсивными поднятиями, прежде всего сказались в регрессии моря на значительной площади не только Ферганы, но и других аккумулятивных областей Средней Азии (Приташкентская, Южнотаджикская и другие депрессии).

Значительная часть Восточной Ферганы, включая Чангырташ, Каракульджу, Гульчу, Кочкарату, Наукат и Абшир, выходит из-под уровня вод нижнеришстанского моря и подвергается энергичному размыву. Благодаря этому мы нигде в перечисленных разрезах не наблюдаем отложений I элемента ритма „$в_5$“. Последние появляются лишь к юго-западу от Чангырташа, на промысловых площадях Южный Аламышик, Андижан и Палванташ, где они сложены песчаниками, песчанистыми мергелями и известняками общей мощностью 8—12 *м*.

В южноферганской полосе, от Кана до Ташравата включительно, синхроничные образования выражены песчаниками, известняками, сильно обогащенными обломочным материалом, и даже мелкогалечными конгломератами и гравийниками (Чимион, Ришстан). В известняках, а иногда и в песчаных прослоях встречаются многочисленные устрицы—Ostrea simplex Desh. (горизонт „п“ Калицкого).

В североферганской полосе, от Варзыка до Караунгура, I элемент ритма „$в_5$" представлен песчано-гравийниковыми, нередко красноцветными породами, ложащимися с отчетливыми следами размыва на подстилающие их слои. Так, в Нарыне песчаники I элемента ритма „$в_5$" содержат переотложенные створки Fatina ex gr. esterhazyi Pav., характерные для нижележащих пород II элемента ритма „$в_4$".

К западу от Нарына, в Шайдане и даже в Мурзарабате, синхроничные аналоги I элемента ритма „$в_5$" выпадают из разреза. Вероятно, восходящие движения этого времени вывели юго-западное окончание Кураминского полуострова и смежные с ним участки из-под уровня вод нижнериштанского моря. Вследствие этого ранее сформировавшиеся осадки II элемента ритма „$в_4$" подвергались здесь эрозии.

Несмотря на большой площадный охват и амплитуду этих восходящих движений, развитие их было сравнительно кратковременным. Уже во вторую половину риштанского века мы вновь видим смену знака колебательных движений, вызвавшую продвижение моря в Ферганской депрессии.

В отличие от предыдущего кратковременного эпизода (поднятия), начавшиеся прогибания оказались длительными и охватили по времени верхнюю половину риштанского, исфаринский, ханабадский и часть сумсарского веков.

Осадки, накопившиеся во время этого опускания, объединяются нами во II элемент ритма „$в_5$". Конечно, процессы длительного прогибания и в данном случае следует понимать лишь в отношении превалировавшего знака, так как на фоне общего опускания проявлялись и соподчиненные движения обратного знака, которыми только и можно объяснить смену фаций в разрезе II элемента ритма „$в_5$". Последний в большей части Ферганы сложен пачкой мощностью от 80—100 (Чангырташ, Нарын) до 180—190 *м* (промыслы Андижан, Палванташ) преимущественно зеленых, серых, иногда табачных тонов глин, то известковистых, то не вскипающих от HCl, сменяющихся в кровле малиновыми глинами сумсарского яруса.

Наличие в данной глинистой пачке ряда руководящих форм микро- и макрофауны позволяет обычно без особого труда выделять и сопоставлять их между собой в различных разрезах. Из таких форм следует отметить Platygena asiatica Rom. и Cibicides vialovi Bykova для риштанского яруса, Isocardia (Aralocardia) eichwaldi Rom. и Turritella ferganensis Vial. et Soloun. для исфаринского Ostrea tianschanensis Rom., Cibicides mundus Bykova для ханабадского и, наконец, для сумсарского яруса—Exogyra galeata Rom., Ex. ferganensis Rom., Ostrea ex gr. longirostris Lam., Cibicides subbotinae Bykova.

Для нижней половины рассматриваемой пачки характерны пепельно-серые, бурые, кремнистые, не вскипающие от HCl глины исфаринского яруса, переполненные радиоляриями. Фациальные особенности этих пород в ряде случаев дают наводящие указания для стратиграфического расчленения данной секции разреза уже во время полевых работ.

Резко сокращается мощность II элемента ритма „$в_5$" в Восточной Фергане. В Чангырташе общая мощность хотя и составляет еще 75—80 *м*, однако из разреза практически выпадает риштанский ярус, если не считать 1—1,5-метрового прослоя зеленых глин, принадлежность которых к этому ярусу доказывается лишь микрофауной. В Гульче пачка, слагающая II элемент ритма „$в_5$", едва достигает 20 *м* и представлена исключительно грубозернистыми, песчано-гравийниковыми образованиями, содержащими внизу Platygena asiatica Rom. Примерно такая же мощность наблюдается в Абширском районе. В отношении

Каракульджинского и Кочкаратинского участков сказать что-либо определенное нельзя, так как интересующие нас секции разреза закрыты. Можно только предполагать, что и на этих площадях, как и в остальных частях Восточной Ферганы, происходит резкое уменьшение, а местами, может быть, и полное выклинивание отложений II элемента ритма „$в_5$". В крайнем северо-восточном, Караалминском, районе им, вероятно, соответствуют континентальные отложения, труднорасчленимые от подстилающих песчаниково-конгломератовых пород ритма „$в_4$". Таким образом, здесь или где-то поблизости от Караалмы проходила в это время береговая линия морского бассейна.

Приведенные положения дают основание считать, что отрицательные по знаку вертикальные движения в Восточной Фергане по интенсивности и амплитуде значительно уступали таким движениям в центральной и даже западной частях Ферганской депрессии.

Восточная Фергана на протяжении почти всего времени формирования II элемента ритма „$в_5$" представляла собой область морского мелководья, перешеек, соединявший Ферганский и Южнотаджикский морские бассейны.

Естественно, что в этих условиях соподчиненные пульсирующие движения обратного знака (поднятия) выводили из-под уровня моря отдельные участки, подвергавшиеся размыву. Явления размыва, в частности, легко подмечаются в Гульче и Абшире. Подобная обстановка, вероятно, существовала и в Прикураминских участках (Мурзарабат, Шайдан и др.), где мощность рассматриваемых отложений, ложащихся с размывом на подстилающие породы (Мурзарабат), сильно сокращена и не превышает 20 *м*.

Уже в период накопления осадков верхней части II элемента ритма „$в_5$", особенно в сумсарский век, начинают развиваться, постепенно прогрессируя, положительные вертикальные движения. Последние на первых порах вызывают лишь фациальную смену по разрезу в серии морских отложений. Пепельно-серые и зеленые, обычно не вскипающие от HCl глины исфаринского и ханабадского ярусов сменяются малиновыми известковистыми глинами, нередко обогащенными гипсом и солями. Вместо макрофауны нормального морского облика здесь появляются однообразные, часто мелкие угнетенные формы, характерные для полузамкнутых бассейнов типа лагун (Ostrea pygmea Vial. и др.).

Типичные лагунные мощные соленосные фации накапливаются в это время в Северо-западной Фергане, где они известны под названием соленосной свиты; мощность этих образований в группе Акчоп—Супетау, по данным Васильковского (1935_3), варьирует от 1100 до 1250 *м*. Движения данного периода вывели Ташраватский участок из-под уровня вод моря. В этих условиях синхроничные аналоги малиновых глин сумсарского яруса Исфары, Соха и других в западных разрезах в частности в Ташравате надо искать, по всей вероятности, где-то в нижней части разреза, до сих пор датируемой обычно как массагетский ярус. На возможность такой параллелизации морских и континентальных отложений Ферганы мы указывали в одной из заметок (1950_1).

В конце формирования II элемента ритма „$в_5$" наступает резкий перелом, скачок в интенсивности и амплитуде восходящих движений, вследствие чего последние реликты моря почти повсеместно покидают Фергану и она становится ареной накопления континентальных молассовых формаций. Подобная резкая фациальная смена пород в разрезе позволяет наметить границу ритма „$в_5$" и макроритма „Г".

Даже самое беглое ознакомление с составом обломочных пород макроритма „Г" дает возможность подметить закономерное увеличение вверх по разрезу размерности обломочного материала: алевритово-глинистые образования нижней части сменяются песчаниково-гравийниковыми, которые, в свою очередь, замещаются отложениями конгломератов. Такая последовательность в распределении отдельных структурных типов обломочных пород по вертикали, несомненно, связана с прогрессивно возраставшим развитием поднятий горных обрамлений Ферганской депрессии.

Резкие угловые несогласия, наблюдающиеся между отложениями кровли ритма „Г" и вышележащими так называемыми Сохскими (Васильковский, 1939_3) конгломератами, позволяют выделить последние в самостоятельный макроритм „Д", венчающий таким образом ритмостратиграфическую колонку Ферганы.

Детальный анализ макроритмов „Г" и „Д" не входит в нашу непосредственную задачу, поэтому ограничимся рассмотрением лишь самых низов макроритма „Г", отметив только, что подобный анализ позволит и здесь, по примеру верхнемеловых и палеогеновых отложений, выделить седиментационные ритмы второго порядка—мезоритмы.

В самых низах макроритма „Г", в разрезах Исфары, Соха и Риштана, в кровле сумсарского яруса залегает пласт песчаника, иногда песка (горизонт „ч" Калицкого), принадлежность которого к морским фациям обосновывается нахождением в них глауконита и даже, по данным Быковой (1939), фораминифер, аналогичных по видовому составу микрофауне подстилающих малиновых глин.

Таким образом, только эти песчаниковые горизонты данной полосы Южной Ферганы являются морскими среди всей остальной континентальной толщи макроритма „Г". В разрезах Ташравата, Нарына, по-видимому, и Майлису синхроничные аналоги горизонта „ч" выражены уже в континентальных фациях.

Такова в кратких чертах предлагаемая схема ритмостратиграфии верхнемеловых и палеогеновых образований Ферганской депрессии. Схема эта является первой попыткой ритмостратиграфического анализа названных отложений и как таковая, естественно, не свободна от ряда спорных положений, неточностей и, может быть, даже отдельных погрешностей. Все эти недостатки, обусловленные к тому же и неполнотой еще наших знаний в отношении мела и палеогена Ферганы, в процессе дальнейших исследований будут исправлены.

Автор отдает себе отчет в спорности таких положений, как параллелизация известняков „сузакского" яруса Северной Ферганы с карбонатами „бухарского" яруса южноферганской полосы, как схема деления верхнемеловых пород той же Северной Ферганы и сопоставление ее с соответствующими отложениями Южной Ферганы; некоторые из выделенных ритмов, например „$в_4$" и особенно „$в_5$", могут быть подразделены и на более мелкие ритмы. Уже к настоящему времени имеется ряд соображений, которые позволяют малиновые глины сумсарского яруса выделить в самостоятельный ритм, скажем „$в_6$". В. Г. Клейнберг (1948_1) рассматривает их даже в качестве нижнего члена молассовой формации Ферганы. До бурения глубоких опорных скважин в центральной части депрессии составленный нами поперечный профиль по меридиану Наманган—Абшир является в известной мере гипотетичным в части фациальных переходов и изменений мощностей пород.

Однако при всех коррективах, которые в дальнейшем будут вне-

сены в предлагаемую схему ритмостратиграфии, принципиальная ее основа, как нам представляется, сохранит свое значение. Подобный вывод мы позволили себе сделать, исходя из того, что при разработке данной схемы ритмостратиграфии, наряду с использованием биостратиграфических данных и сведений по литологическому составу пород, были учтены характер и особенности тектонических движений, на фоне которых протекали процессы седиментации.

ВЫВОДЫ

В заключение нам хотелось бы вкратце сформулировать некоторые основные положения, вытекающие из изложенного материала и из сопоставления ритмо- и биостратиграфических схем верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии.

1. Существовавшие до сих пор биостратиграфические схемы расчленения меловых и палеогеновых отложений Ферганы, а тем более схемы, основанные только на различиях в петрографическом составе пород, не увязаны в должной мере с историей геологического, в частности тектонического, развития данной области.

Вместе с тем совершенно очевидно, что общий ход осадкообразования, включая состав формирующихся отложений и их палеобиоценозов, в значительной мере определялся особенностями тектонического развития рассматриваемого участка земной коры. Тектонические, в частности вертикальные колебательные движения, будучи тесно связанными с общим поступательно-скачкообразным развитием вещества Земли, являются беспрерывными.

Наряду с этим, в развитии колебательных движений во времени четко устанавливается их неравномерность: периоды пульсирующих, незначительных по площадному охвату и интенсивности движений сменяются относительно кратковременными, но крупными поднятиями или опусканиями. Последние резко изменяют физико-географические условия на больших территориях, поэтому могут быть использованы в целях стратиграфии достаточно крупных регионов, таких, например, как Средняя Азия.

2. Анализ вертикальных колебательных движений, проведенный при изучении различных осадочных формаций,—флишевых (Н. Б. Вассоевич и В. А. Гроссгейм—1938; Н. Б. Вассоевич, 1948_2), молассовых (В. И. Попов, 1940), морских (Л. В. Пустовалов, 1937; В. П. Флоренский, 1948; А. М. Габрильян, 1945; М. И. Гарань, 1947 и др.), угленосных (А. В. Васильев, 1937; Е. П. Брунс, 1948 и др.)—показывает, что эти движения в своем развитии во времени обнаруживают определенную ритмичность (понимая под этим периодическую смену их знака). В этой связи уместно отметить, что А. Н. Семихатов (1947) говорит о гидрогеологических циклах, а А. Н. Мазарович (1940) устанавливает ритмичность в истории развития Земли в целом.

Однако подобная смена знака не есть простое, механическое повторение предыдущих положительных или отрицательных движений. Будучи обусловлена необратимым, поступательно-скачкообразным развитием вещества Земли, эта смена знака создает свою, присущую только данному ритму, обстановку седиментации.

В качестве примера, подтверждающего это положение, можно привести отложения первых элементов ритмов „$б_4$“ и „$в_1$“ Ферганы, формировавшихся на фоне одинаковых по знаку положительных вертикальных движений. Несмотря на это, в вещественном составе данных образований имеются весьма существенные различия. Так, I элемент ритма

„$б_4$" представлен красноцветными, крупно- и грубообломочными, нередко плохо отсортированными породами (свита Яловач), в то время *как I элемент ритма* „$в_1$" *сложен хорошо отсортированными, как правило,* огипсованными пелитами, чередующимися с пластами гипсов (свита гипсов Гознау).

Таким образом, на этом примере можно видеть, что одинаковые по знаку движения находят различное выражение в вещественном *составе пород зоны аккумуляции вследствие различной* их интенсивности, амплитуды, длительности проявления и т. д. Если в первом случае мы имеем все основания предполагать энергичные поднятия в зоне обрамлений депрессии, то во втором приходится допускать весьма медленное, небольшое по амплитуде, развитие таких же восходящих движений.

3. Исходя из этих предопределяющих положений, мы провели ритмостратиграфическое расчленение мезо-кайнозойских отложений Ферганской и Южнотаджикской депрессий на макроритмы, обозначенные снизу вверх литерами от „А" до „Д" включительно.

В пределах каждого ритма, в нижней части его выделяется I элемент, отвечающий по времени развитию положительных по знаку (восходящих) движений, и II элемент, приуроченный к периодам опускания.

При таком подходе макроритм „А" охватывает отложения от верхнего триаса до оксфорда включительно, макроритм „Б"—от кимериджа до сенона, макроритм „В"—от датского века до среднего олигоцена, макроритм „Г"—от среднего олигоцена до плиоцена и, наконец, макроритм „Д" включает четвертичные образования (рис. 16).

Границы между выделенными макроритмами соответствуют периодам усиления тектонических движений, их скачкообразному развитию, нередко выражающемуся в образовании здесь отчетливых угловых несогласий. Эти периоды скачков, рассматриваемые обычно как фазы складчатости, представляют собой лишь качественно различные проявления единого, беспрерывно развивающегося тектонического (эпейрогенического и складкообразовательного) процесса.

В рассматриваемой нами части стратиграфической колонки мезо-кайнозоя Средней Азии в настоящее время можно установить, по крайней мере, следующие регионально выраженные угловые несогласия: несогласие между мезозоем и палеозоем (нижняя граница макроритма „А"), между датским ярусом и палеогеном (граница между 1 и 2 элементами макроритма „В"), между неогеном и четвертичными образованиями (граница макроритмов „Г" и „Д").

Кроме того, имеется ряд достоверных фактов о несогласном залегании меловых отложений на юрских (граница макроритмов „А" и „Б"), верхнего мела на нижний (внутри макроритма „Б"), бактрийского яруса на массагетский (внутри макроритма „Г") и т. д.

Как отмечалось, предлагаемое ритмостратиграфическое расчленение является лишь первой схемой и, как таковая, она по мере накопления нового фактического материала, будет уточняться и получать дальнейшее развитие. В частности, сейчас можно сказать, что макроритмы „В" и „Г" надо будет подразделить каждый на два самостоятельных ритма, руководствуясь прослеживаемыми внутри них угловыми несогласиями.

4. До сих пор верхнемеловые и палеогеновые отложения Южной и Восточной Ферганы в ряде случаев трудно увязывались между собой, а меловые образования Северной Ферганы и вовсе не параллелизовались с разрезами остальных частей Ферганской депрессии.

Предложенная нами схема ритмостратиграфии дает возможность произвести такую увязку разрезов всех частей депрессии.

Взгляды некоторых исследователей на верхний мел и палеоген Ферганы, как на эпохи в тектоническом отношении „спокойные", сейчас следует признать уже устаревшими. Наоборот, анализ показывает, что осадконакопление в это время сопровождалось беспрерывными, ритмически чередующимися по знаку колебательными движениями, из которых восходящие нередко приводили к размыву подстилающих пород, выпадению из разреза отдельных свит и т. д. Многочисленные скрытые и явно стратиграфические несогласия, выявленные нами, лишний раз подтверждают это положение.

5. Схема ритмостратиграфии позволяет внести подчас весьма существенные коррективы в определение возраста отдельных свит разреза, в сопоставление их между собой и, наконец, при установлении ареалов распространения горизонтов, в практическом отношении представляющих особый интерес.

Новое освещение получают, например, такие вопросы, как параллелизация карбонатной пачки „сузакского яруса" Северной Ферганы с отложениями южноферганской полосы, датировка гипсоносной пачки бухарского яруса Абширского, Наукатского и Чангырташского разрезов, стратиграфическое положение красноцветных, гравийниково-песчаных пород, залегающих в Северной Фергане под карбонатными горизонтами алайского яруса.

Сама карбонатная пачка данного яруса, как показано выше, делится стратиграфическим несогласием на два горизонта, входящие в различные ритмы седиментации. Поэтому сопоставление карбонатов алайского яруса Нарына, Варзыка, Чангырташа, Абшира, Науката между собой, а также с разрезами нижнеферганской полосы (Сох, Исфара и др.) можно проводить только при обязательном учете этого явления.

В одном типе разрезов—Майлису, Чангырташ, Сох, Исфара, Палванташ, Андижан, Южный Аламышик—присутствуют оба карбонатных горизонта, разделяемые упомянутым несогласием; в этом случае параллелизация нижних горизонтов Чангырташа и Исфары не вызывает сомнений.

Во втором типе разрезов, куда включаются Варзык, Шайдан, Нарын, Абшир, Наукат, Кан, Ташрават, развит лишь один из этих горизонтов—верхний или нижний. Поэтому их биостратиграфическое сопоставление, исходя из наличия в них общих устричных форм (Ostrea turkestanensis Rom.), в данном случае ошибочно. Наиболее ясно эта ошибка выступает при корреляции двух соседних разрезов—Канского и Абширского. В первом из них представлен лишь нижний из карбонатных горизонтов, а во втором—верхний.

Анализ ритмичности осадкообразования позволил внести коррективы и в такие вопросы, как трактовка разреза Ташравата и границ распространения сулюктинских песков на востоке депрессии. В отношении первого из них доказано отсутствие отложений сузакского и нижней части алайского ярусов на Ташравате, прослежено развитие в южноферганской полосе сулюктинских песков и покрывающего их рыбного горизонта на востоке, по крайней мере, до меридиана Палванташа.

6. Сопоставление ритмо- и биостратиграфических схем подразделения палеогеновых и меловых отношений (рис. 19) показывает, что в одних случаях границы ритмов совпадают с возрастными единицами, выделенными О. С. Вяловым, в других такого совпадения нет.

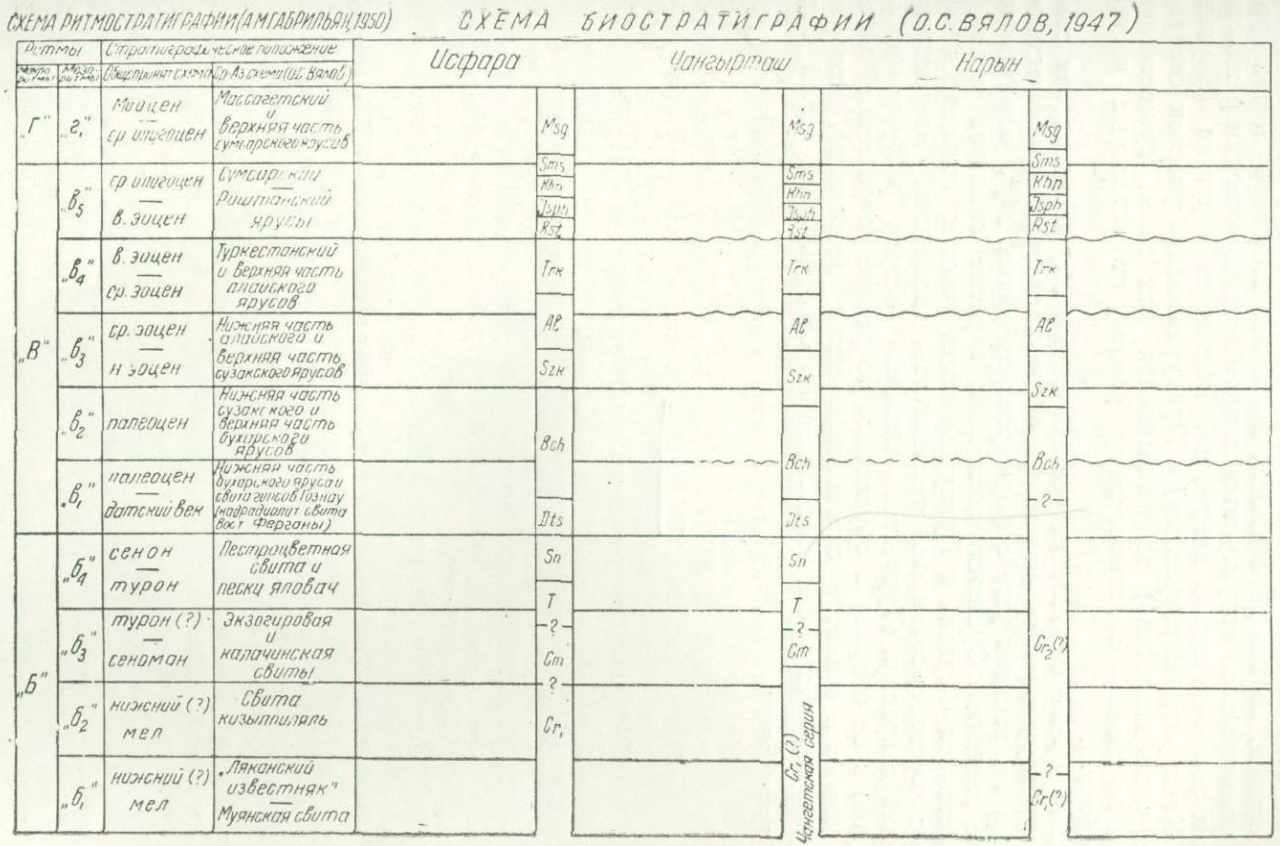


Рис. 19. Сопоставление ритмо- и биостратиграфической схем подразделения палеогеновых и меловых отложений Ферганской депрессии. Сплошной волнистой линией показано явное, а прерывистой—скрытое несогласие.

Как видно на рис. 19, наиболее полное совпадение отмечается для кровли ритма „$в_4$“, которая во всех разрезах соответствует границе между риштанским и туркестанским ярусами, и для подошвы ритма „$в_1$“, отвечающей границе между датским и сенонским ярусами.

7. Наконец, анализ ритмичности позволяет выяснить и ряд вопросов, связанных со структурным планом и тектоническим режимом отдельных зон Ферганской депрессии. Восточная Фергана (Наукат, Гульча, Кочкарата, Каракульджа) и Прикураминский участок (северо-западная часть депрессии) вырисовываются как зоны, существенно отличные по своему тектоническому режиму от остальных частей данной области.

Если во время накопления осадков ритма „$б_3$“ (экзогировая свита) здесь обнаруживается еще много общего с остальными частями депрессии, то, начиная уже с формирования ритма „$б_4$“, намечаются коренные различия. Сущность последних вкратце сводится к тому, что и Восточная Фергана и Прикураминский участок становятся областями с превалировавшими тенденциями поднятия. Разрастание обрамлений депрессии (Туркестано-Алайский остров и Кураминский полуостров) в ее сторону и обусловило то резкое сокращение мощностей, размыв и развитие стратиграфических несогласий, которые характерны для этих зон и обособляют их от остальных частей Ферганской депрессии.

Глава IV

ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ФЕРГАНЫ

Примерно до 1935 г. сколько-нибудь детальные и систематические исследования минералогического состава верхнемеловых и палеогеновых пород Ферганы отсутствовали.

Публикации И. А. Преображенского (1917), Я. В. Самойлова ($1913_{1,2}$) и других были посвящены отдельным, частным вопросам нахождения целестина, фосфоритов и других минеральных образований в мезо-кайнозойских отложениях Ферганы.

В 1935 г. В. Б. Татарский, по поручению Нефтяного геолого-разведочного института (НГРИ), приступил к изучению литологии палеогена Юго-западной Ферганы: результаты этого изучения были сведены им в отчете 1936 г. В работе В. Б. Татарского приводится первое систематическое описание минералогического состава палеогеновых пород Ферганы. Одновременно с В. Б. Татарским, по заданию того же НГРИ, М. Г. Барковская (1942) изучала минералогию меловых отложений Ферганы в общем комплексе литологических исследований этих образований.

В период с 1939 по 1941 гг. нами изучались петрографо-минералогические особенности палеогеновых, главным образом верхнепалеогеновых, отложений всей Ферганской депрессии (1948_2) и отчасти нижнепалеогеновых и верхнемеловых пород Чангырташа (1941_2).

В последующие годы (1948—1951) детальные петрографо-минералогические исследования отложений верхнего мела южноферганской полосы были осуществлены А. М. Акрамходжаевым (1951) и А. Г. Бабаевым (1951), предложившими схему микропетрографической корреляции разрезов верхнего мела Южной Ферганы.

К рассматриваемому циклу петрографо-минералогических работ примыкают исследования А. Т. Клейнберг (1946) по минералогии неогеновых и антропогеновых образований Южной Ферганы.

Материалом для составления настоящей главы послужили в основном наши данные по минералогии верхнепалеогеновых отложений Ферганы, дополненные результатами исследований верхнемелового комплекса южноферганской полосы, осуществленных, как отмечалось, А. М. Акрамходжаевым и А. Г. Бабаевым.

Среди верхнепалеогеновых образований главное внимание было уделено породам риштанского и сумсарского ярусов, с которыми связаны продуктивные горизонты данной секции стратиграфического разреза.

РИШТАНСКИЙ ЯРУС

Нефтеносные горизонты риштанского яруса изучены в Ташраватском, Исфаринском и Риштанском разрезах южноферганской полосы;

в остальных разрезах (Варзыкском, Чангырташском и др.) они отсутствуют.

Риштанский разрез. В Риштанском разрезе мощность отложений этого яруса достигает 28 *м*; породы—коллекторы представлены пачкой чередующихся разнозернистых песчаников, алевритов, прослоев конгломерата и их паттумных разностей мощностью 9,7 *м*.

В таблице 1 приведены результаты определения гранулометрического состава пород, слагающих эту пачку, формулы их механического состава, а также величины общей и эффективной пористости обломочных пород и степени окатанности слагающих их зерен. Приведенные данные показывают, что обломочный материал большинства горизонтов плохо сортирован. Формулы механического состава (Земляков, 1931), значения которых колеблются от 028 до 811 со всеми промежуточными значениями между ними, свидетельствуют об участии в строении коллектора различных по размерам фракций.

Пестрота, наблюдаемая в механическом составе пород по вертикали, вызывает необходимость вычисления усредненных формул гранулометрического состава по разрезу в целом. При определении средних значений учитывались мощности отдельных горизонтов, по которым производились анализы, причем за единицу подсчета принималась мощность горизонта, имеющая наименьшее значение. Вычисленное таким образом средневзвешенное значение состава укладывается в формулу 244, т. е. породы по составу приближаются к песчано-алевритово-глинистому паттуму.

Минимальное содержание карбонатов (пласты 100,94), отмечается для песков, в то время как для уплотненных, сцементированных пород оно резко возрастает; это дает основание предполагать наличие значительной части карбонатов в составе цемента пород. Неотсортированность обломочного материала и высокое содержание карбонатов, цементирующих породы, снижают общую и эффективную пористость.

Несмотря на пестроту фракционного состава обломочного материала все же удается наметить два горизонта, сложенных более крупнозернистыми компонентами.

Первый горизонт мощностью 2 *м* залегает непосредственно в кровле пачки; он сложен мелкозернистыми песчаниками с включениями гравия, прослоями песчано-глинистого паттума и большим количеством гравия до 10 *мм* в диаметре.

Второй горизонт мощностью 2,5 *м* залегает в средней части пачки; представлен он галечником и песчано-гравелитовым паттумом.

Совершенно очевидно, что при дренаже нефти по коллектору эти горизонты будут реагировать на продвижение нефти иначе, чем включающие их более мелкозернистые породы.

По форме окатанности большинство зерен фракции 0,25—0,1 *мм*, 80%—должно быть отнесено к полуугловатым, 15%—к резкоугловатым и только 5%—к хорошо окатанным зернам.

В составе легкой фракции (уд. вес $<2,8$) кластолитов (рис. 20) преобладает кварц; количество его достигает в среднем 85—90%. Содержание полевых шпатов (калиевых) колеблется от 6,5 до 10%. Наряду с этими минералами, встречаются единичные зерна кремнистых агрегатов, а также лимонита; последний, вследствие несовершенного разделения, в бромоформе.

В составе тяжелой фракции (уд. вес $>2,8$) определены следующие минералы.

1. Рудные минералы (более 50%). Среди них преобладает лимонит; в меньших количествах встречаются гематит и титаномагнетит.

2. Турмалин. Буровато-зеленые до черного, просвечивающие, окатанные или призматической формы зерна с характерным плеохроизмом и схемой абсорбции; иногда наблюдаются синие разности этого минерала. Содержание турмалина колеблется от 2 до 20%, в среднем—10,3%.

3. Циркон. Бесцветные, прозрачные, призматические зерна, часто окатанные; наряду с бесцветными встречаются и светло-розовые разности. Отмечаются обычно неразличимые под микроскопом включения, ориентированные параллельно удлинению кристаллов Содержание циркона в отдельных образцах колеблется от 0,6 до 14,1%, составляя в среднем 6,5%.

4. Гранат. Светло-розовые, прозрачные, обычно без ясно выраженной кристаллической формы зерна. По сравнению с розовым окатанным цирконом зерна граната более интенсивно окрашены и менее прозрачны. Содержание его в среднем достигает 1% (во многих образцах он отсутствует).

5. Апатит. Мутноватые, молочного цвета, обычно удлиненные зерна, редко с хорошо выраженными кристаллическими формами. Наряду с описанными отмечаются также бесцветные, призматические, а также буровато-охристые хорошо окатанные разновидности. Среднее содержание апатита 0,5%.

6. Андалузит. Крупнопризматические, полупрозрачные, слегка розоватые зерна с тусклым блеском; отмечен он только в одном случае (пл. № 94)

7. Рутил. Желтовато-бурые, окатанные единичные зерна.

8. Амфиболы. Бутылочно-зеленые, желтоватые, часто угловатые, зерна с сильным стеклянным блеском; содержание их колеблется от 0,0 до 7,5%, составляя в среднем 3,9%.

9. Пироксены. Единичные зерна, отмеченные для пласта № 95.

10. Гипс. Удлиненные, призматические кристаллы с зазубренными концами; отмечен в пластах № 95 и № 98: в первом пласте до 8,3%, во втором—единичные зерна.

11. Фосфаты. Почти во всех образцах отмечены изотропные, фосфорсодержащие минералы (коллофанит?).

12. Сильно разложенные полевые шпаты (?)[1]. Сероватые, иногда бурые, хорошо окатанные, с перламутровым блеском крупные зерна, быстро истирающиеся в порошок и не растворяющиеся в концентрированных соляной и азотной кислотах.

Для сопоставления механического состава рассмотренной пачки с IV пластом нефтепромысла Яркутан, являющимся его стратиграфическим аналогом, был определен гранулометрический состав 24 образцов, полученных из скважин этого промысла. Средняя формула механического состава, вычисленная по результатам анализа этих 24 образцов, равна 622 (табл. 1), что свидетельствует об укрупнении механического состава пород риштанского яруса по направлению на восток. Так, в отличие от песчано-алевритово-глинистого паттума с формулой 244 предыдущего разреза, здесь, на Яркутане породы представлены мелкозернистыми алевритово-глинистыми песками и песчаниками, как правило, известковистыми.

[1] На рис. 20 разложенные полевые шпаты описаны под названием „минерал у". *А. Г.*

Механический состав пород Риштанского и Туркестанского

№ пп	Район	№ пластов	№ образцов	Навеска (в граммах)	Карбонатность (в %)	Содержание фракций (в весовых %)				
						>0,5 мм	0,5 мм 0,25 мм	0,25 мм 0,10 мм	0,10 мм 0,05 мм	0,05 мм 0,02 мм
1	Нарын	225	789	30	10,70	57,00	21,18	5,37		13,05
2	»	222	787	»	16,80	10,28	26,72	22,04	27,97	4,49
3	»	218	785	»	9,00	—	0,09	6,10	15,02	15,49
Среднее						22,50	10,80	7,50		27,70
4	Яркутан	скв. 153	гл. 341	25	30,40	6,60	8,90	54,10	3,30	2,70
5	»	» 161	» 319	25	18,00	3,20	6,50	41,10	7,80	11,60
6	»	» 178	» 308	25	27,20	2,00	4,40	59,90	5,90	5,20
7	»	» 161	» 322	25	7,20	3,20	13,30	50,00	6,60	6,30
8	»	» 178	» 309	25	7,20	2,50	6,55	48,90	6,00	6,00
9	»	» 178	» 309	25	4,00	2,60	8,30	55,80	5,90	5,00
10	»	» 134	» 335	25	23,00	0,85	2,50	32,90	28,80	6,20
11	»	» 134	» 337	25	24,00	5,90	4,30	1,60	5,80	3,60
12	»	» 161	» 324	25	20,50	1,30	0,80	23,50	7,80	9,40
13	»	» 161′	» 325	25	29,30	5,90	4,30	47,40	14,10	3,10
14	»	» 154	» 390	25	16,80	5,00	5,00	45,40	16,70	6,00
15	»	» 153	» 350	25	18,20	2,30	7,70	50,80	16,80	4,70
16	»	» 162	» 332	25	6,00	2,00	26,70	44,70	1,50	2,40
17	»	» 162	» 332	25	18,50	1,30	2,80	34,30	26,90	9,60
18	»	» 154	» 394	25	17,10	—	—	14,95	7,50	12,60
19	»	» 140	» 340	25	14,80	0,50	3,90	61,00	17,60	4,20
20	»	» 153	» 351	25	8,50	0,60	1,80	51,00	3,95	3,95
21	Яркутан	скв. 162	гл. 332	25	3,60	2,08	8,00	63,50	5,20	4,80
22	»	» 153	» 353	25	21,30	1,80	6,40	70,50	4,10	2,60
23	»	» 153	» 353	25	1,60	1,30	7,50	40,30	14,60	3,70
24	»	» 161	» 332	25	3,30	1,70	8,30	68,50	9,30	2,30
25	»	» 161	» 314	»	14,16	2,00	18,20	52,50	14,60	2,30
26	»	» 154	» 406	»	3,60	2,80	10,30	52,50	6,20	6,00
27	»	» »	» 392	»	12,20	—	—	46,40	13,10	5,90
Среднее						2,38	7,07	46,94	10,18	5,41
28	Риштан	101	476′	30	28,10	—	0,10	—	14,80	5,70
29	»	100	475′	»	11,00	—	—	—	37,00	7,50
30	»	98	473′	»	37,80	8,80	26,80	45,50	4,90	3,50
31	»	97	472′	»	25,90	0,30	1,40	66,40	6,80	7,40
32	»	96	471′	»	56,40	5,10	6,30	28,30	10,40	5,60
33	»	95	470′	»	22,50	—	—	25,80	49,50	5,30
34	»	94	469′	»	18,30	—	—	22,20	37,30	9,70
Среднее						2,03	5,00	26,91	22,93	6,39
35	Сох	197	1085	30	3,00	5,63	40,30	16,00		29,49
36	»	100	1087	»	11,60	17,67	29,97	10,70		33,00
37	»	202	1089	»	14,90	—	0,11	1,73	11,93	13,08
38	»	206	1091	»	15,20	—	0,15	3,52	13,42	16,00
Среднее						3,55	10,17	3,28		36,60

Таблица 1

ярусов Ферганской депрессии (1950 г.)

0,02 мм 0,01 мм	<0,10 мм	Суммарное содержание фракций: >0,10 мм	от 0,10 мм до 0,01 мм	<0,01 мм	Формула механического состава	Окатанность, %: хорошая	средняя	плохая	Пористость: общая	эффективная	Ярус
	3,40	83,55	13,05	3,40	810	—	—	—	—	—	
1,95	6,55	59,04	34,41	6,55	631	—	—	—	—	—	
6,37	56,93	6,19	36,88	56,93	046	—	—	—	—	—	
	31,50	40,80	27,70	31,50	433	—	—	—	—	—	
0,90	23,50	69,60	6,90	23,50	712	6,50	67,50	26,00	—	—	
5,70	24,10	50,80	25,10	24,10	532	5,50	69,50	25,00	—	—	
3,00	19,60	66,30	14,10	19,60	712	—	—	—	—	—	
2,60	18,00	66,50	15,50	18,00	712	10,00	20,00	70,00	—	—	
1,60	28,45	57,95	13,60	28,45	613	4,50	18,00	77,50	—	—	
2,10	20,30	66,70	13,00	20,30	712	—	—	—	—	—	
2,90	25,85	36,25	37,90	25,85	442	—	—	—	—	—	
2,20	76,60	11,80	11,60	76,60	118	11,00	62,50	26,50	—	—	
2,50	54,80	25,60	19,70	54,80	325	4,50	83,50	12,00	—	—	
2,70	22,50	57,60	19,90	22,50	622	—	—	—	—	—	
1,90	20,00	55,40	24,60	20,00	622	1,50	36,50	62,00	—	—	
1,00	16,70	60,80	22,50	16,70	622	7,00	73,00	20,00	—	—	
5,10	17,60	73,40	9,00	17,60	712	8,00	76,00	16,00	—	—	
4,10	21,00	38,40	40,60	21,00	442	—	—	—	—	—	
6,80	58,15	14,95	26,90	58,15	136	—	—	—	—	—	
1,40	11,40	65,40	23,20	11,40	721	4,00	55,50	40,50	—	—	
3,10	35,60	53,40	11,00	35,60	514	11,50	63,00	25,50	—	—	
2,70	13,72	73,58	12,70	13,72	811	5,00	25,50	69,50	—	—	
0,30	14,30	78,70	7,00	14,30	811	4,50	28,00	67,50	—	—	
1,60	31,00	49,10	19,90	31,00	523	5,50	86,50	8,00	—	—	
1,50	8,40	78,50	13,10	8,40	811	5,50	31,50	63,00	—	—	
1,40	9,00	72,70	18,30	9,00	721	5,50	85,50	9,00	—	—	
1,90	20,30	65,60	14,10	20,30	712	4,00	33,50	62,50	—	—	
1,50	33,10	46,40	20,50	33,10	523	—	—	—	—	—	
2,53	25,50	56,38	18,12	25,50	622						
1,20	78,20	0,10	21,70	78,20	028	—	—	—	13,60	7,35	
2,60	52,90	--	47,10	52,90	055	—	—	—	—	—	
1,10	9,40	81,10	9,50	9,40	811	—	—	—	6,50	0,25	
2,80	14,90	68,10	17,00	14,90	721	—	—	—	7,50	5,80	
5,80	38,50	39,70	21,80	38,50	424	—	—	—	27,40	24,10	
2,50	16,90	25,80	57,30	16,90	361	—	—	—	18,00	13,80	
4,10	26,70	22,20	51,10	26,70	253	—	—	—	—	—	
2,92	33,92	33,93	32,05	33,94	424	—	—	—	—	—	
	8,58	61,93	29,49	8,58	631	—	—	—	—	—	
	8,57	58,34	33,00	8,57	631	—	—	—	—	—	
11,90	61,25	1,84	36,91	61,25	046	—	—	—	—	—	
9,62	57,29	3,67	39,04	57,29	046	—	—	—	—	—	
	46,40	17,00	36,60	46,40	235	—	—	—	—	—	

Палеогеновая система

№ пп	Район	№ пластов	№ образцов	Навеска (в граммах)	Карбонатность (в %)	Содержание фракций (в весовых %)				
						> 0,05 мм	0,5 мм 0,25 мм	0,25 мм 0,10 мм	0,10 мм 0,05 мм	0,05 мм 0,02 мм
39	Исфара	202	750′	30	6,80	0,42	1,27	2,54	7,08	17,70
40	»	198	746′	20	24,00	0,92	4,20	12,50	3,22	12,48
41	»	197	745′	30	16,00	4,19	13,87	31,69	5,41	7,22
42	»	196	744′	»	—	0,50	1,52	6,38	1,41	3,62
43	»	195	743′	»	77,00	48,20	11,87	6,36	0,20	4,00
Среднее						10,85	6,55	11,89	3,46	9,00
44	Ташрават	96	978′	30	—	0,03	0,17	1,73	29,33	21,66
45	»	95	977′	»	—	—	—	0,13	27,33	20,50
46	»	88	970′	30	0,10	10,15	33,65	27,67	7,24	5,77
Среднее						3,39	11,28	9,84	21,30	15,98
47	Риштан	93	467′	30	11,10	—	—	0,30	2,20	2,50
48	»	89	462′	»	5,00	0,30	4,70	30,50	12,00	17,70
49	»	88	461′	»	5,70	—	—	0,30	2,90	18,10
50	»	87	460′	»	12,50	—	—	6,00	4,15	27,52
51	»	86	459′	»	2,20	—	0,20	1,70	3,90	24,80
52	»	85	458′	»	1 80	0,30	7,80	64,40	13.20	3,50
53	»	84	457′	»	3.40	—	4,60	15,80	14.20	15,50
54	»	82	456′	»	2,20	2,60	4,40	45,00	16,60	2,00
55	»	80	453′	»	1,30	—	—	—	0,60	10,20
56	»	76	449′	»	0,80	—	—	11,80	52,00	5,90
Среднее						0,32	2,17	17,58	12,18	12,77

Наличие в разрезе IV пласта нефтепромысла Яркутан прослоев песчано-алевритовых глин с формулами 118 и 136 подчеркивает неоднородность его как коллектора.

Если учесть также прослои мелкогалечного конгломерата, отмечаемые при проходке IV пласта в скважинах, то неоднородность механического состава пород по вертикали становится более отчетливой. Это обстоятельство необходимо иметь в виду при разработке IV пласта на нефтепромысле Яркутан.

Исфаринский разрез. В этом разрезе мощность отложений риштанского яруса достигает 33 *м*; представлен он чередующейся пачкой известковистых песков, песчаников и известняков с глинами; последние в разрезе преобладают. Синхроничные аналоги IV пласта выражены глинистыми известняками, алевро-пелитами с прослоями песков и песчаников, имеющих подчиненное значение; общая мощность этих отложений 8 *м*.

Как видно из характеристики обломочной составной части пород, приведенной в табл. 1, эти отложения по крупности терригенного материала уступают их аналогам в районе Риштана и в особенности на участке Яркутан. Мелкозернистые пески и песчаники этих районов сменяются в Исфаринском разрезе алевро-пелитами с редкими прослоями мелкозернистых алевритово-глинистых песчаников. В отноше-

Продолжение табл. 1

Суммарное содержание фракций					Формула механического состава	Окатанность; %			Пористость		Ярус
0,02 мм 0,01 мм	< 0,10 мм	> 0,10 мм	от 0,10 мм до 0,01 мм	< 0,01 мм		хорошая	средняя	плохая	общая	эффективная	
5,90	65,09	4,23	30,68	65,09	037	2 00	82,00	16,00	—	—	Туркестанский
6,43	60,25	17,62	22,13	60,25	226	2,00	79,00	19,00	—	—	
3,13	34,49	49,75	15,76	34,49	523	2 00	80,00	18,00	35,70	29,10	
1,41	85,16	8,40	6,44	85,16	118	2,00	79,00	19,00	32,90	28,20	
5,82	23,55	66,43	10,02	23,55	712	—	—	—	20,80	13,50	
4,54	53,71	29,29	17,00	53,71	226	—	—	—	—	—	
6,13	40,95	1,93	57,12	40,95	064	2,50	74,50	23,00	—	—	
9,81	42,23	0,13	57,64	42,23	064	3,00	73.00	24,00	29,00	23,00	
0,93	14,59	71,47	13,94	14,59	712	2,00	74,00	24,00	31,00	22,70	
5,62	32,59	24,51	42,90	32,59	154	—	—	—	—	—	
2,70	92,30	0,30	7,40	92,30	019	4,00	75,00	21,00	—	—	Туркестанский
8,40	26,40	35,50	38,10	26,40	442	6,00	75,00	19,00	—	—	
15,40	63,30	0,30	36,40	63,30	046	2,00	79,00	19,00	21,70	20,3	
11,12	51,21	6,00	42,80	51,21	145	2,00	80.00	18,00	27,00	19,70	
14,50	55,10	1,90	43,10	55,10	046	4,00	81,00	15,00	23,50	22,10	
0,50	10,30	72,50	17,00	10,30	721	6,00	83,00	11,00	—	—	
4,90	45,00	20,40	34,60	45,00	235	5,00	80,00	15,00	—	—	
1,80	27,60	52,00	20,40	27,60	523	5,50	87,00	7,50	—	—	
15,20	74,00	—	26,00	74,00	037	—	—	—	20.50	17,30	
1,30	29,00	11,80	59,20	29,00	163	1,50	69,00	29,50	29,50	19,30	
7,58	47,40	20,07	32,53	47,40	136	4,00	78,80	17,20	—	—	

нии отсортированности и окатанности материала здесь наблюдается сходство с отложениями названных районов. Сопоставление величин пористости с механическим составом пород, как и следовало ожидать, и в этом случае не выявляет какой-либо зависимости. Более тесная связь намечается между содержанием цемента („карбонатность") и значениями пористости. Так, например, образец из пласта № 90, имея 48,2% фракций >0,5 *мм*, при общей пористости всего 20,8%, обнаружил весьма большое содержание карбонатов (77%).

Существенное различие между значениями общей (20,8%) и эффективной (13,5%) пористости, объясняется, по-видимому, закупоркой карбонатом цемента отдельных капилляров коллектора, снижающей эффективную пористость. В Исфаринском разрезе минералогическому изучению были подвергнуты фракции 0,25—0,1 *мм* (рис. 20) пластов № 195—202. Так как в изученном интервале принципиальных различий в минералогическом составе и количественном соотношении отдельных минеральных видов не было отмечено, приводим характеристику пачки в целом с указанием, в необходимых случаях, особенностей отдельных пластов.

Легкая фракция—уд. вес <2,8(в проц.).

1. Кварц. В основном прозрачные, угловатоокатанные зерна; полупрозрачные разности встречаются сравнительно редко. В пластах

№ 195 и 196 содержание кварца падает до 8—10% за счет появления в значительных количествах сильно разложенных, каолинизированных полевых шпатов—64,5.

2. Полевые шпаты. Отмечены только в пластах № 198 и 202 в виде сильно разрушенных калиевых шпатов. В остальных пластах они нацело переходят в минералы группы каолина—2,9.

3. Минералы группы каолина. Мягкие, пластичные, землистые агрегаты светло-бурого цвета с $n>1{,}550$ $<1{,}600$; в некоторых пластах (№ 196) минералы этой группы составляют практически всю легкую фракцию.

4. Глауконит. Обычно хорошо окатанные, землистые агрегаты темно-зеленого цвета; наблюдаются переходы в буроватую окраску, видимо, в результате процесса лимонитизации. Глауконит отмечен в пластах № 197, 198 и 199—около 0,6.

Наряду с этим в небольших количествах встречаются коллофанит, кальцит и лимонит за счет несовершенной предварительной обработки образцов кислотой.

Тяжелая фракция—уд. вес $>2{,}8$ (в проц.).

1. Рудные минералы представлены землистыми, аморфными разностями лимонита (в значительной мере являющимися, вероятно, продуктами разложения глауконита), гематитом, а в некоторых образцах пиролюзитом, составляющим в этих случаях основную массу рудных минералов. В среднем содержание рудных минералов во всех образцах составляет—21,0.

2. Полевые шпаты (сильно разложенные)— 20,0.

3. Минералы группы каолина (галлуазит). Мягкие пластичные агрегаты с $n>1{,}550$ $<1{,}600$; отмечены для пласта № 196— 12,39.

4. Полевые шпаты (калиевые). Розоватые, с хорошо выраженной спайностью зерна с $n<1{,}540$; встречены в пласте № 198— 0,46.

5. Фосфаты. Медово-желтые, иногда мясокрасные, полупрозрачные, чаще непрозрачные, угловатые зерна с $n\sim1{,}58$ (коллофанит)—13,93.

6. Глауконит. Единичные зерна; отмечен для пласта № 200—0,08.

7. Доломит. Молочные, иногда розоватые зерна, не растворяющиеся в 10-процентной соляной кислоте; характерные ромбоэдры отсутствуют). Минерал отмечен для пластов № 199—202 24,56.

8. Турмалин. В основном темно-зеленые до черного зерна обычной призматической формы, иногда хорошо окатанные. Наблюдаются бледно-розовые разности с $n>1{,}628$ $<1{,}670$— 4,18.

9. Циркон. Бесцветные, светло-розовые, слабоокатанные зерна. Во многих образцах циркон отсутствует; обычно встречается в ассоциации с турмалином— 3,69.

10. Апатит. Прозрачные светло-желтые полуокатанные зерна; отмечен почти во всех образцах— 8,60.

11. Гранат. Бесцветные, слегка желтоватые, без хорошо выраженной кристаллической формы зерна; во многих образцах отсутствует— 1,38.

12. Амфиболы. Прозрачные, желтовато-коричневые, „чайного" цвета зерна со стеклянным блеском, плохо окатанные, угловатые—1,80.

13. Андалузит. Прозрачные, бесцветные, крупнопризматические формы зерна с показателем преломления $>1{,}620$ $<1{,}640$— 1,90.

14. Рутил. Желтовато-бурые, хорошо окатанные зерна с $n>1{,}786$; отмечен для пласта № 197— 0,30.

15. Целестин. Бесцветные, угловатые пластины с $n>1{,}620$ $<1{,}633$; отмечен в пласте № 197— 3,10.

Ташраватский разрез. Мощность отложений риштанского яруса

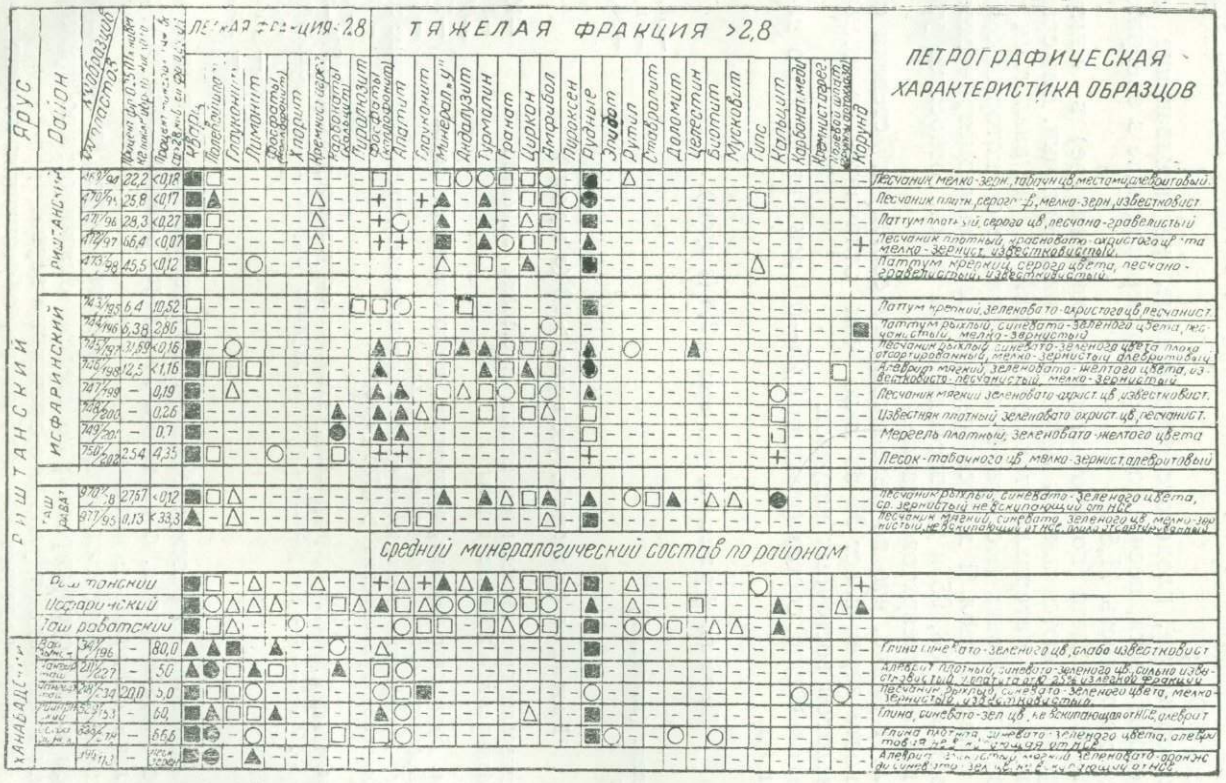


Рис. 20. Минералогический состав пород риштанского и ханабадского ярусов Ферганы. Фракция 25—0,1 *мм*.

в ташраватском разрезе достигает 26 *м*. По составу пород этот ярус можно подразделить на три пачки (снизу вверх):

1) крепкие глинистые известняки, известковистые глины в нижней части с прослоем среднезернистых, плохо отсортированных песчаников; мощность 9,5 *м*;

2) мягкие, сланцеватые, не вскипающие от соляной кислоты глины; мощность 5,0 *м*;

3) мелкозернистые, плохо отсортированные, не вскипающие от соляной кислоты пески, песчаники, нередко переходящие в алевритовые разности; мощность 11,5 *м*.

Аналогами IV пласта (по промысловой номенклатуре) в описываемом разрезе являются пласты № 88 и 89 нижней пачки. Для сравнения терригенного материала этих отложений с их аналогами в более восточных районах (Исфара, Риштан, данные о которых были приведены выше) в табл. 1 даются результаты гранулометрического анализа пластов № 88, 95 и 96; последние два пласта относятся уже к верхней песчано-алевритовой пачке.

Из табл. 1 видно, что по механическому составу и степени отсортированности зерен пласт № 88 мало чем отличается от рассмотренных аналогов восточных разрезов.

Минералогический состав фракции 0,25—0,1 *мм* из данного пласта следующий:

Легкая фракция, уд. веса <2,8 (в проц.).

1. Кварц	—92,15
2. Полевой шпат (калиевый)	— 6,86
3. Глауконит	— 0,99

Тяжелая фракция, уд. веса >2,8 (в проц.)

1. Рудные минералы представлены землистыми агрегатами лимонита	—19,3
2. Сильно разложенные полевые шпаты	—11,3
3. Турмалин	—16,0
4. Амфиболы. Бутылочно-зеленые, прозрачные, плохо окатанные зерна	—17,7
5. Циркон. Бесцветные призматические кристаллы	— 3,4
6. Ставролит. Прозрачные желтоватые (слегка коричневатые), плохо окатанные зерна с показателем преломления >1,733<1,750	— 3,4
7. Гранат	— 0,9
8. Рутил. Красновато-бурые, полупрозрачные, удлиненно-округлые зерна с n>1,776	—2,5
9. Доломит. Прозрачные зерна белого цвета с хорошо выраженными ромбоэдрами	—25,5
10. Мусковит	— до 1,0
11. Биотит	— до 1,0

Таким образом, из рассмотрения гранулометрического и минералогического состава пород, слегающих IV пласт риштанского яруса, можно сделать следующие выводы:

1. Обломочный материал, входящий в состав пород, в большинстве случаев плохо отсортирован; по степени окатанности во фракции 0,25—0,1 *мм* преобладают угловато-окатанные зерна.

2. Повышенное содержание карбонатов, образующих цемент песчаников, ведет к снижению эффективной пористости пород.

3. Сопоставление фракционного состава отложений по усредненным формулам механического состава по направлению с востока на запад указывает на постепенное уменьшение песчаных фракций за счет увеличения алевро-пелитовых. Средняя формула состава для IV пласта на участке Яркутан—622, в районе Риштана—244, Исфары—266;

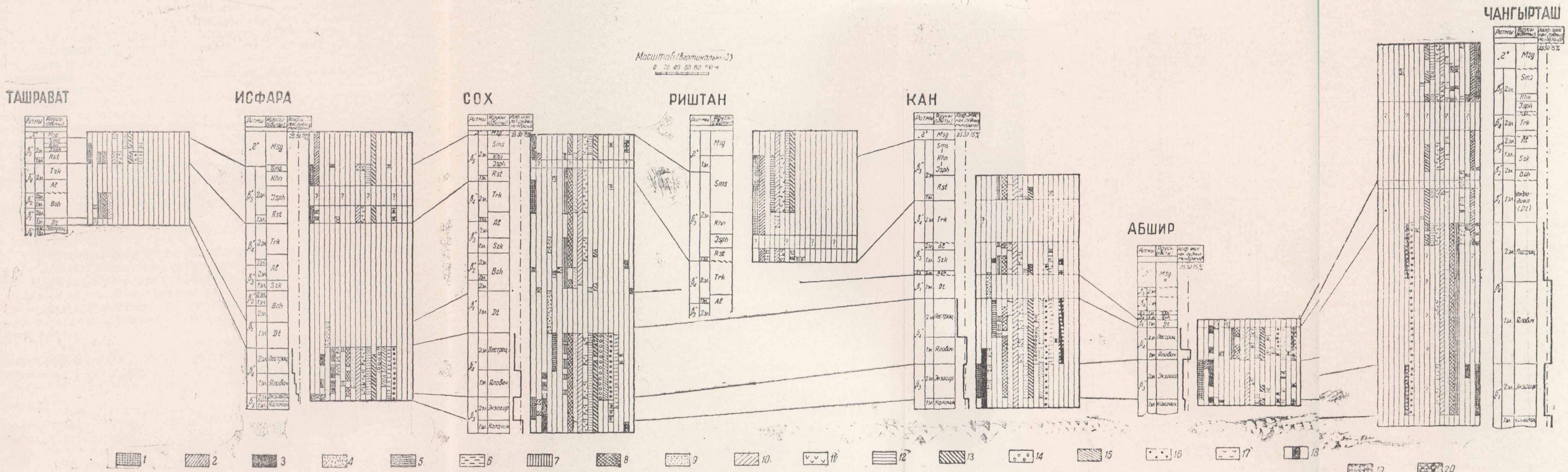


Рис. 21. Схема сопоставления ритмостратиграфического расчленения верхнемеловых и палеогеновых отложений Южной и Восточной Ферганы с минералогическим составом пород.
Составил А. М. Габрильян по материалам А. М. Акрамходжаева, А. Г. Бабаева и А. М. Габрильяна.

1—глауконит, 2—амфиболы, 3—коллофанит, 4—эпидот, 5—доломит, 6—апатит, 7—гипс и ангидрит, 8—андалузит, 9—барит, 10—топаз, 11—целестин, 12—рутил, 13—мусковит, 14—ставролит, 15—биомит, 16—силлиманит, 17—хлорит, 18—сфен, 19—турмалин, 20—вулканическое стекло.

в крайнем западном пункте, в Ташравате, соответствующие отложения представлены в основном известняками с примесью терригенного, пелитового материала.

4. Минералогический состав пород отдельных разрезов в отношении акцессоров тяжелой фракции в общем имеет значительное сходство; состав и количественные соотношения аутигенных компонентов (коллофанита, глауконита, целестина) в отдельных разрезах различны. Так, глауконит в риштанском разрезе практически отсутствует, в исфаринском содержание его возрастает и достигает максимума в наиболее западном—ташраватском разрезе (рис. 21).

5. Фосфаты (коллофанит), отмеченные в незначительном (до 5%) количестве в риштанском разрезе, возрастают до 14% в исфаринском и совершенно отсутствуют в районе Ташравата; целестин отмечен только в исфаринском разрезе.

6. Содержание полевых шпатов в легкой фракции и ссобенно их сохранность по отдельным разрезам различны. В наибольшем количестве они встречаются в риштанском разрезе, причем отличаются здесь хорошей сохранностью; в исфаринском разрезе они отмечены только в отдельных образцах и характеризуются весьма плохой сохранностью, будучи замещенными продуктами разложения (минералы группы каолина); ташраватский разрез близок к исфаринскому.

7. В составе тяжелой фракции в ташраватском и исфаринском разрезах отмечен доломит, отсутствующий в Риштанском районе.

СУМСАРСКИЙ ЯРУС

Отложения этого яруса были изучены в исфаринском, варзыкском, майлисуйском, чангырташском и риштанском разрезах.

Исфаринский разрез. Мощность отложений сумсарского яруса в разрезе всего 13 *м*. Нижняя пачка (11,5 *м*) сложена плотными, красного цвета известковистыми глинами, с прослоем крепкого мергеля, переполненного мелкими пелециподами, гастроподами и конкрециями фосфорита.

Эта глинистая пачка кверху переходит в песчано-алевритовые породы (мощность 1,50 *м*), нефтеносные на соседних промысловых площадях Нефтеабада и КИМ, известных как второй пласт (по промысловой терминологии) или горизонт „ч" (по номенклатуре К. П. Калицкого).

Из табл. 2 видно, что породы по механическому составу колеблются от алевритовых глин до мелкозернистых, глинисто-алевритовых песков; несмотря на плохую отсортированность, снизу вверх намечается увеличение обломочного материала по крупности.

Общая пористость пород колеблется в пределах 21,5—27,4%. Эффективная пористость мало отличается от общей пористости, что, возможно, объясняется пониженным, по сравнению с рассмотренными отложениями риштанского яруса, содержанием карбонатов в составе цемента пород. Обломочный материал по степени окатанности фракции 0,25—0,1 *мм*, по форме зерен можно отнести к сравнительно хорошо окатанным.

Для получения полной характеристики гранулометрического состава II нефтеносного горизонта был произведен механический анализ керна по нефтепромыслам Нефтеабад, КИМ и разведочной площади Ханабад, результаты которого приведены в табл. 2. Такое сравнение до некоторой степени условно, так как по Нефтеабаду и Ханабаду было выполнено лишь несколко анализов.

Механический состав пород сумсарского

№№ п/п	Район	№ пластов	№ образцов	Навеска (в граммах)	Карбонатность (в весовых %)	Содержание фракций (в весовых про-					
						>0,5 мм	0,5 мм 0,25 мм	0,25 мм 0,10 мм	0,10 мм 0,05 мм	0,05 мм 0,02 мм	0,02 мм 0,01 мм
1	Варзык	скв. 203	гл.68′	30	16,0	—	—	—	13,70	5,30	24,80
2	„	203	71′	30	16,0	0,45	1,15	4,28	3,12	2,00	8,60
3	„	203	73′	10	13,3	—	—	—	7,70	17,10	8,20
4	„	203	75′	30	15,0	—	—	—	—	8,50	13,80
5	„	202	55′	30	9,3	—	—	1,20	0,70	9,80	11,30
6	„	202	57′	30	10,6	0,54	2,76	1,68	0,92	28,40	4,20
7	„	202	58′	30	16,6	—	—	0,48	4,22	27,10	7,20
8	„	202	59′	30	19,8	0,04	—	—	2,20	4,21	6,73
9	„	202	60′	30	10,6	—	—	—	0,23	15,10	31,99
10	„	202	61′	30	14,0	—	—	0,30	2,00	23,40	12,30
11	„	201	50′	30	13,6	—	—	—	6,60	3,80	7,75
12	„	201	52′	30	13,0	0,60	1,03	2,35	1,62	17,00	14,10
13	„	200	48′	30	9,6	0,58	2,10	2,82	3,50	10,30	14,00
14	„	200	46′	20	17,6	—	—	0,06	6,62	19,24	7,72
Среднее						0,16	0,50	0,94	3,80	13,70	12,33
15	Нарын	244	819	30	20,7	—	4,81	4,13	51,05	23,45	1,50
16	„	242	817	30	16,4	—	0,14	2,62	36,63	10,92	4,22
17	„	241	816	30	12,2	—	1,04	2,99	59,35	23,73	6,72
18	„	239	812	30	12,6	—	0,18	5,00	18,84	15,16	25,31
19	„	239	811	30	14,2	—	0,03	1,67	6,65	5,35	8,41
20	„	239	810	30	16,3	—	0,40	3,14	9,75	12,63	6,56
Среднее						—	0,3	3,10	18,40	12,40	12,00
21	Нарын	246	820	30	11,6	29,03	35,85	15,25		17,73	
22	Майлису	62	245′	10	13,3	0,91	3,95	43,61	31,73	14 90	4,90
23	„	61	244′	30	9,6	1,84	0,74	8,96	17,29	16,22	4,49
24	„	60	243′	10	10,9	12,50	29,30	34,40	2,20	1,10	6,50
25	„	58	240′	10	7,0	2,50	14,89	32,29	23 92	18,50	6,00
26	„	57	239′	30	13,2	2,11	9,76	40,76	15,64	10,14	2,65
27	„	56	235′	10	10,9	18,25	33,80	28,40	4,95	1,00	0,20
28	„	56	236′	30	18,0	23,21	35,77	19,53	5,44	4,71	0,12
29	„	56	237′	30	0,7	11,93	34,28	26,97	3,59	6,71	1,68
30	„	55	234′	30	20,6	0,04	—	—	9,83	39,43	15,28
31	„	54	233′	30	16,6	3,20	2,35	3,72	1,73	4,00	18,00
32	„	52	231′	30	26,1	—	0,04	—	31,05	40,38	3,60
33	„	51	230′	30	7,7	0,04	0,04	0,08	19,33	27,24	4,12
Среднее						6,38	13,74	9,90	13,93	15,36	5,63
34	Чангырташ	264	249′	30	16,0	0,60	4,33	13,06	16,83	21,24	4,68
35	„	263	248′	14	19,0	0,11	0,21	48,38	28,88	10,34	1,28
36	„	262	247′	30	19,6	0,04	0,04	0,41	12,80	31,56	6,75
37	„	261	246′	10	29,8	0,04	0,57	6,34	3,76	10,20	5,00
38	„	260	245′	10	18,0	1,04	0,58	10,75	18,53	6,30	20,00
39	„	257	342′	30	—	—	—	0,70	22,70	18,70	12,20
40	„	255	240′	30	—	—	—	—	0,28	5,80	2,80
41	„	253	238′	30	—	—	—	—	3,40	3,50	0,60

Таблица 2

яруса Ферганской депрессии

центах)	Суммарное содержание фракций			Формула механич. состава	Окатанность, %			Пористость		Горизонт
<0,01 мм	>0,10 мм	от 0,10 мм до 0,01 мм	<0,01 мм		хорошая	средняя	плохая	общая	эффективная	
56,20	—	43,80	56,20	046	2,0	83,0	15,0	13,0	11,30	
80,40	5,88	13,72	80,40	118	—	81,0	19,0	—	—	
67,00	—	33,00	67,00	037	7,0	75,0	18,0	17,0	4,50	
77,70	—	22,30	77,70	023	2,0	83,0	15,0	14,5	11,50	
77,00	1,20	21,80	77,00	028	—	—	—	14,5	13,40	
61 50	4,98	33,52	61,50	037	2,0	80,0	18,0	18,4	13,30	
61,00	0,48	38,52	61,00	046	1,3	74,0	24,7	26,0	12,70	„q“
86,82	0,04	13,14	86,82	019	4,0	79,0	17,0	18,6	14,00	
52,63	—	47,37	52,63	055	—	—	—	—	—	
62,00	0,30	37,70	62,00	046	2,0	82,0	16,0	20,0	16,30	
81,85	—	18,15	81,85	028	3,0	82,0	15,0	15,4	9,90	
63,30	3,98	32,72	63,30	037	—	—	—	19,6	9,20	
66,70	5,50	27,80	66,70	037	—	—	—	—	—	
66,37	0,06	33,57	66,37	037	2,0	75,0	23,0	—	—	
68,57	1,60	29,33	68,57	037	—	—	—	—	—	
15,06	8,94	76,00	15,06	181	—	—	—	—	—	
45,47	2,76	51,77	45,47	055	—	—	—	—	—	
6,17	4,03	89,80	6,17	091	—	—	—	—	—	
35,51	5,18	49,31	35,51	154	—	—	—	—	—	„q“
77,89	1,70	20,41	77,89	028	—	—	—	—	—	
67,52	3,54	28,94	67,52	037	—	—	—	—	—	
53,80	3,40	42,80	53,80	055	—	—	—	—	—	
2,14	80,13	17,73	2,14	820	—	—	—	—	—	„r“
—	48,47	51,53	—	550	1,0	76,0	23,0	12,0	8,90	
50,46	11,54	38,00	50,46	145	2,0	82,0	16,0	26,0	17,30	
14,00	76,20	9,80	14,00	811	1,0	79,0	20,0	—	—	
1,90	49 68	46,42	1,90	850	—	95,0	5,0	22,0	18,50	
18,94	52,63	28,43	18,94	532	1,5	86,0	12,5	12,4	5,50	„q“
13,40	80,45	6,15	13,40	811	1,0	74,0	25,0	19,8	15,80	
11,22	78,50	10,28	11,22	811	—	71,0	29,0	13,0	7,90	
14,84	73,17	11,99	14,84	712	1,0	71,0	28,0	28,0	14,70	
35,37	0,04	64,60	35,40	064	—	—	—	12,5	10,70	
67,00	9,28	23,72	67,00	127	—	—	—	12,5	7,16	
24,93	0,04	75,03	24,93	082	—	—	—	14,5	8,03	
49,15	0,16	50,69	49,15	055	2,0	80,0	16,0	—	—	
25,06	40,02	34,92	25,06	253	—	—	—	—	—	—
39,26	17,98	42,76	39,26	244	3,0	82,0	18,0	12,5	10,7	
10,80	48,70	40,50	10,80	541	—	—	—	—	—	
48,40	0,49	51,11	48,40	055	1,0	81,0	18,0	17,5	11,0	
74,00	6,95	18,96	74,10	127	—	—	—	23,5	18,8	„q“
42,80	12,37	44,83	42,80	154	—	—	—	17,5	13,2	
45,70	0,70	53,60	45,70	055	2,0	82,0	16,0	27,8	25,1	
91,12	—	8,88	91,12	019	—	—	—	30,0	23,1	
92,50	—	7,50	92,50	019	—	—	—	31,5	27,0	

№№ п/п	Район	№ пластов	№ образцов	Навеска (в граммах)	Карбонатность (в весовых %)	Содержание фракций (в весовых про-					
						>0,5 мм	0,5 мм 0,25 мм	0,25 мм 0,10 мм	0,10 мм 0,05 мм	0,05 мм 0,02 мм	0,02 мм 0,01 мм
42	Чангырташ	скв. 250	гл. 235′	10	22,7	0,10	0,60	39,00	28,20	17,90	5,70
43	»	248	232′	30	12,9	—	—	1,84	56,16	9,15	1,84
44	»	247	231′	30	16,7	0,04	0,04	1,30	36,00	44,52	1,30
45	»	246	230′	30	20,3	0,04	0,04	0,13	5,27	73,00	4,35
46	»	244	228′	30	40,0	—	—	0,50	7,50	44,80	12,40
47	»	242	226′	10	23,6	—	—	32,22	32,28	20,20	10,30
48	»	240	224′	30	30,0	0,09	0,05	0,05	0,32	28,60	34,23
49	»	236	220′	30	14,3	—	—	—	—	6,80	6,90
Среднее						0,13	0,40	9,66	17,06	22,03	8,16
50	Яркутан	скв. 140	глубина 165—170	25	11,8	0,50	1,30	77,50	7,10	1,10	0,10
51	»	скв. 154	187—190	25	15,2	0,10	0,30	74,40	13,00	2,45	1,50
Среднее						0,30	0,80	75,95	10,05	1,78	0,80
52	Риштан	213	596′	30	10,8	—	—	13,30	12,60	11,40	11,80
53	»	212	595′	30	18,10	—	—	37,40	10,40	9,20	9,40
54	»	211	594′	30	12,06	0,50	0,10	6,50	9,10	9,80	7,00
55	»	210	593′	30	15,80	—	—	14,60	15,90	21,80	9,10
56	»	209	592′	30	19,53	0,10	—	31,60	46,50	4,70	0,30
57	»	208	591′	30	12,70	0,50	—	12,50	3,00	15,40	5,70
58	»	207	590′	30	22,70	—	—	42,10	41,00	3,70	0,70
59	»	204	587′	30	26,10	0,50	0,20	39,00	34,80	7,90	2,60
60	»	203	586′	30	24,10	—	2,00	60,40	22,00	3,80	1,30
61	»	202	585′	30	23,30	4,10	3,50	60,20	15,20	6,30	0,50
62	»	201	584′	30	26,00	—	0,10	63,20	19,30	8,30	1,30
63	»	200	579′	30	24,20	—	0,50	35,10	28,50	8,40	2,40
64	»	200	581′	30	18,80	—	—	67,00	19,20	2,90	1,00
65	»	200	583′	30	24,50	—	0,10	65,20	19,70	5,50	1,00
66	»	199	578′	30	24,70	4,70	0,50	37,00	13,80	15,60	2,20
67	»	198	577′	30	12,90	—	—	0,40	1,20	0,80	2,70
68	»	197	576′	30	22,70	—	0,10	10,40	44,00	8,20	2,90
Среднее						0,66	0,43	35,04	20,95	8,45	3,58
69	Риштан	196	575′	30	13,6	—	—	37,90	11,60	3,00	1,20
70	»	195	574′	30	9,1	—	—	—	44,60	8,70	6,20
71	»	193	571′	30	9,3	—	—	—	1,80	1,80	1,90
72	»	182	565′	30	10,2	—	—	—	78,50	10,30	2,80
73	»	181	557′		11,8	—	—	—	1,50	2,60	2,90
74	»	178	554′		17,2	—	—	—	0,50	16,80	13,60
75	»	174	550′		23,6	—	—	—	6,00	4,50	1,40
76	»	172	548′		10,2	—	—	—	1,70	5,00	7,20
77	»	168	544′		16,7	—	—	—	1,00	9,30	14,20
78	»	161	537′		12,0	—	—	0,30	1,10	1,60	5,60
79	»	155	531′		25,3	—	—	—	1,10	1,60	4,10
Среднее								3,40	13,56	5,88	5,80

Продолжение табл. 2

центах)	Суммарное содержание фракций			Формула механич. состава	Окатанность, %			Пористость		Горизонт
<0,01 мм	>0,10 мм	от 0,10 мм до 0,01 мм	<0,01 мм		хорошая	средняя	плохая	общая	эффективная	
8,50	39,70	51,80	8,50	451	—	—	—	27,0	21,0	
31,01	1,84	67,15	31,01	073	1,0	89,0	10,0	30,0	20,0	
16,80	1,40	81,80	16,80	082	2,0	89,0	9,0	28,0	20,1	
17,17	0,20	82,63	17,17	082	2,0	83,0	15,0	32,0	20,6	
34,80	0,50	64,70	34,80	064	—	—	—	24,7	15,3	»q«
5,00	32,22	62,78	5,00	361	—	—	—	29,5	23,0	
36,66	0,19	63,15	36,66	064	3,0	82,0	15,0	21,8	14,3	
86,30	—	13,70	86,30	019	4,0	84,0	12,0	29,2	9,2	
42,56	10,19	47,25	42,56	037	—	—	—	—	—	—
12,40	79,30	8,30	12,40	811	6,0	45,5	48,5	—	—	
8,25	74,80	16,95	8,25	721	11,0	40,0	49,0	—	—	»r«
10,32	77,05	12,63	10,32	811	—	—	—	—	—	
50,90	13,30	35,80	50,90	145	6,0	69,0	25,0	15,60	13,70	
33,60	37,40	29,00	36,60	433	7,0	72,0	21,0	17,50	15,80	
67,00	7,10	25,90	67,00	136	5,0	72,0	23,0	23,40	16,00	
33,60	14,60	46,80	38,60	154	6,0	70,0	24,0	19,50	15,80	
16,80	31,60	51,50	16,80	352	2,0	74,0	24,0	20,00	14,70	
62,90	13,00	24,10	62,90	127	4,0	75,0	21,0	—	—	
12,50	42,10	45,40	12,50	451	5,0	85,0	10,0	—	—	
15,00	39,70	45,30	15,00	442	5,0	76,0	19,0	16,0	11,3	
10,50	62,40	27,10	10,50	631	2,0	74,0	24,0	19,0	12,6	»r«
10,20	67,80	22,00	10,20	721	5,0	66,0	29,0	17,0	11,8	
7,80	63,30	28,90	7,80	631	4,0	63,0	33,0	9,5	8,4	
25,10	35,60	39,30	25,10	442	5,0	66,0	29,0	—	—	
9,90	67,00	23,10	9,90	721	6,0	74,0	20,0	—	—	
8,50	65,30	26,20	8,50	631	—	—	—	17,0	10,4	
26,20	42,20	31,60	26,20	433	—	—	—	17,0	10,6	
94,90	0,40	4,70	94,90	019	—	—	—	28,0	26,0	
34,40	10,50	55,10	34,40	163	—	—	—	—	—	
30,89	36,13	32,98	30,89	433	4,8	72,0	23,2	—	—	
46,30	37,90	15,80	46,30	410	1,0	81,0	18,0	—	—	
40,50	—	59,50	40,50	064	—	—	—	—	—	
94,50	—	5,50	94,50	019	—	—	—	—	—	
8,40	—	91,60	8,40	091	—	—	—	22,0	17,0	
93,00	—	7,00	93,00	019	—	—	—	25,8	23,0	
69,10	—	30,90	61,10	037	—	—	—	21,8	17,3	»q«
88,10	—	11,90	88,10	019	—	—	—	24,4	23,7	
86,10	—	13,90	86,10	016	—	—	—	26,0	19,8	
75,50	—	24,50	75,50	028	—	—	—	20,0	18,8	
91,40	0,30	8,30	91,40	019	1,0	79,0	20,0	—	—	
93,20	—	6,80	93,20	019	—	—	—	—	—	
71,36	3,40	25,24	71,36	037	—	—	—	—	—	

№№ п/п	Район	№ пластов	№ образцов	Навеска (в граммах)	Карбонатность (в весовых %)	Содержание фракций (в весовых про-					
						>0,5 мм	0,5 мм 0,25 мм	0,25 мм 0,10 мм	0,10 мм 0,05 мм	0,05 мм 0,02 мм	0,02 мм 0,01 мм
80	Сох	скв. 219	1120	30	11,1	1,90	26,33	25,59		40,62	
81	»	218	1119		4,7	3,17	43,35	29,98		21,90	
Среднее						2,53	34,84	2 7,78		31,26	
82	Сох	217	1112	30	18,3	—	0,11	0,29	2,88	17,10	6,56
83	»	»	1111	»	15,5	—	0,27	0,65	5,99	16,62	13,75
Среднее						—	0,19	0,47	4,43	16,86	10,16
84	Исфара	304	854′	30	13,7	—	0,58	46 52	14,68	14,68	2,27
85	»	303	853′	»	8,3	3,23	1,28	29,59	28,67	11,75	1,26
Среднее						1,61	0,93	38,05	21,67	13,22	1,76
86	Исфара	302	852′	30	9,7	—	0,03	0,03	0,48	10,18	14,24
87	Нефтеабад	скв. 9	глубина 585 м	19	14,3	—	0,62	31,30	14,40	11,70	6,80
88	»	скв. 1	глубина 771 м	25	10,4	0,49	7,80	77,10	6,80	2,10	0,20
89	н/п „КИМ"	скв. 70	глубина 162 м	»	12,8	0,20	5,30	85,46	1,24	1,24	0,55
90	» »	скв. 108	глубина 328 м	»	17,3	—	—	25,40	23,70	14,70	4,30
91	» »	скв. 111	глубина 568 м	»	8,7	1,60	4,40	59,40	19,00	3,30	1,80
92	» »	скв. 109	глубина 540 м	»	29,6	0,02	—	0,50	0,30	8,00	22,80
93	» »	скв. 73	—	»	12,1	0,73	0,50	52,30	20,88	7,60	2,64
94	» »	скв. 113	глубина 726 м	»	7,4	0,20	2,60	78,40	5,10	1,90	0,30
Среднее						0,36	2,13	50,24	11,70	6,11	5,40
95	Сельрохо	скв. 110	—	25	—		2,27	81,74		7,15	
96	» »	»	—	»	—		3,24	74,10		8,81	
97	» »	» 109	глубина 516 м	»	—		1,05	12,63		31,79	
98	» »	» 108	—	»	—		1,70	60,54		15,35	
99	» »	» »	—	»	—		1,07	69,46		15,00	
100	» »	» »	—	»	—		0,27	81,35		12,33	
101	» »	обнаж.	—	»	—		6,05	87,14		3,97	
102	» »	»	—	»	—		9,56	84,47		3,82	
103	» »	»	—	»	—		11,05	83,25		3,70	
Среднее							4,00	70,55		11,40	

Продолжение табл. 2

центах)	Суммарное содержание фракций			Формула механич. состава	Окатанность, %			Пористость		Горизонт
< 0,01 мм	> 0,10 мм	от 0,10 мм до 0,01 мм	< 0,01 мм		хорошая	средняя	плохая	общая	эффективная	
5,56	53,82	40,62	5,56	541	—	—	—	—	—	
2,60	75,50	21,90	2,60	820	—	—	—	—	—	„г"
4,08	64,66	31,26	4,08	730	—	—	—	—	—	
73,16	0,40	26,44	73,16	037	—	—	—	—	—	
62,72	0,92	36,36	62,72	046	—	—	—	—	—	„q"
67,94	0,61	31,45	67,94	037	—	—	—	—	—	
21,27	47,10	31,63	21,27	532	8,0	78,5	13,5	21,5	18,6	
24,22	34,10	41,68	24,22	343	7,0	87,0	6,0	26,0	17,5	„г"
22,74	40,59	36,65	22,74	442	—	—	—	—	—	
75,04	0,06	24,90	75,04	028	2,0	86,0	12,0	27,4	21,10	
35,18	31,92	32,90	35,18	334	7,5	46,0	46,5	—	—	„q"
5,51	85,59	9,10	5,51	811	7,5	38,0	54,5	—	—	
6,01	90,96	3,03	6,01	901	5,0	22,5	72,5	—	—	
31,90	25,40	42,70	31,90	343	—	—	—	—	—	
10,50	65,40	24,10	10,50	721	8,0	43,0	49,0	—	—	„г"
68,39	0,52	31,10	68,38	0,37	—	—	—	—	—	
15,95	52,93	31,12	15,95	532	5,5	23,5	71,0	—	—	
11,15	81,20	7,30	11,50	811	5,5	34,5	60,0	—	—	
24,06	52,73	23,21	24,06	523	6,0	31,0	68,0	—	—	
8,84	84,01	7,15	8,84	811	—	—	—	—	—	
13,85	77,34	8,81	13,85	811	—	—	—	—	—	
54,53	13,71	31,79	54,53	145	—	—	—	—	—	
22,41	62,24	15,35	22,41	622	—	—	—	22,7	—	„г"
14,47	70,53	15,00	14,47	721	—	—	—	9,1	—	
6,05	81,62	12,33	6,05	811	—	—	—	7,0	—	
2,84	93,19	3,97	2,84	910	—	—	—	—	—	
2,15	94,03	3,82	2,15	910	—	—	—	—	—	
2,00	94,30	3,70	2,00	910	—	—	—	—	—	
14,05	74,55	11,40	14,05	811	—	—	—	—	—	

Приведенные в табл. 2 данные свидетельствуют о плохой отсортированности терригенного материала по площади и значительном изменении фракции по крупности по вертикали. В отличие от рассмотренного выше исфаринского разреза материал здесь плохо окатан: количество полуугловатых зерен достигает 31%, а неокатанных—63%.

Средние формулы гранулометрического состава указывают на увеличение содержания песчаных фракций с востока на запад. Так, для района Исфары средняя формула состава—433, для образца из скважины № 9 Нефтеабада (в 4 *км* к северу от места описания исфаринского разреза)—334, что указывает еще на сходство состава; по направлению же на запад, уже в районе восточного погружения антиклинали Сельрохо (нефтепромысел КИМ) средний состав определяется формулой 523.

Таблица 3

Номер скважин	Глубина или место взятия образца	Механический состав (в %) размер фракций в *мм*				Общая пористость (в %)
		1,0 0,25	0,25 0,05	0,05 0,01	<0,01	
110	При чистке пробки	2,27	81,74	7,15	8,84	—
110	„	3,24	74,10	8,81	13,85	—
109	516—516,6 *м*	1,05	12,63	31,79	54,53	—
108	Из кровли пласта	1,70	60,54	15,25	22,41	22,66
—	Из обнажения у скв. № 8	1,07	69,46	15,0	14,47	9,13
—	„	0,27	81,35	12,33	6,05	7,04
—	Обнажение в западной части антиклинали Сельрохо	6,05	87,14	3,97	2,84	—
	„	9,56	84,47	3,82	2,15	—
	„	11,05	83,25	3,70	2,00	—

Примечание. Расположение анализов в таблице соответствует направлению с востока (верхняя часть таблицы) на запад (нижняя часть).

Еще более наглядно увеличение содержания песчаных фракций выявляется при сопоставлении гранулометрического состава II пласта (табл. 3) в пределах собственно Сельрохинской антиклинали[1].

Легкая фракция, уд. веса <2,8 пластов № 303 и 304 (в %).

1. Кварц. Неправильно-угловатые, прозрачные зерна с подчиненным количеством полупрозрачных, „молочных" разностей — 89,7
2. Полевой шпат (калиевый) — 5,18
3. Глауконит. Обычно хорошо окатанные, землистые агрегаты темно-зеленого цвета, иногда слегка лимонитизированные — 1,32
4. Фосфаты. Неправильно-угловатые, иногда весьма своеобразные по форме (полый конус, трубочки, завитушки и т. д.), желтовато-бурые до охристого цвета, изотропные зерна с показателем преломления от 1,58 до 1,60, скорее всего относящиеся к коллофаниту — 3,80

Тяжелая фракция, уд. веса >2,8 (в %)

1. Рудные минералы представлены главным образом гематитом с хорошо выраженными кристаллическими формами — 10,3

[1] Результаты анализов в табл. 3 использовать полностью для сравнения с нашими данными нельзя, так как они производились трестом „Калининнефть" по другому методу (Сабанина). Поэтому при решении вопроса об увеличении крупности обломочного материала с востока на запад мы для сравнения пользовались только содержанием фракции <0,01 *мм*.

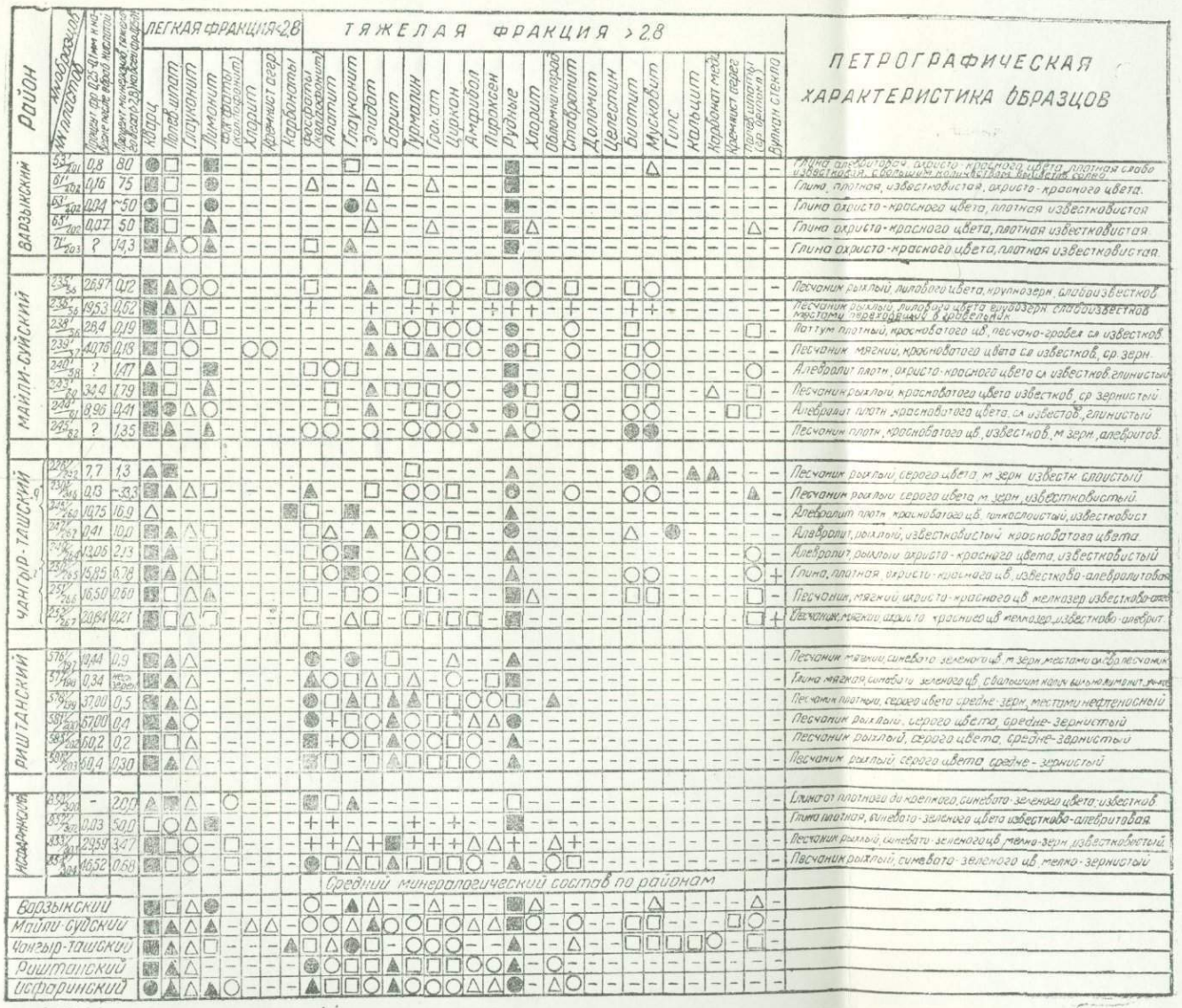


Рис. 22. Минералогический состав пород Сумсарского яруса Ферганы.

2. Глауконит	—до	1,0
3. Фосфаты. Коллофанит, аналогичный описанному в легкой фракции	—	34,0
4. Барит. Пластинчатые с угловатыми краями, полупрозрачные с перламутровым блеском, белого цвета зерна	—	10,3
5. Эпидот. Сравнительно хорошо окатанные, фисташково-зеленые, иногда желтовато-зеленые зерна: наряду с прозрачными разностями наблюдаются полупрозрачные зерна; является одним из существенных компонентов тяжелой фракции	—	9,6
6. Турмалин. Обычный, призматической формы, темно-зеленый до черной окраски, полупросвечивающий; часто встречаются удлиненные, сравнительно хорошо окатанные зерна	—	5,5
8. Гранат. Водянопрозрачные, бледно-желтого, розового цвета, обычно хорошо окатанные зерна	—	6,2
9. Апатит. Светло-желтые, бурые до оранжевого, угловато-окатанные зерна	—	9,6
10. Ставролит. Желтовато-оранжевые до коричнево-бурого цвета, прозрачные со смолистым блеском, неправильно-окатанные зерна с $n > 1{,}733 < 1{,}741$	—	4,1
11. Амфиболы. Прозрачные коричневые и зеленоватые со стеклянным блеском, плохо окатанные зерна	—	2,7
12. Пироксены. Отдельные, редко встречающиеся зерна.		
13. Минеральные агрегаты. Обломки пород	—	2,2

Алевро-пелиты (фракция 0,25—0,1 *мм*) пластов № 300 и 302 имеют следующий состав:

Легкая фракция, уд. веса $< 2{,}8$ (в проц.)

1. Кварц	—	11,5
2. Полевой шпат (калиевый)	—	85,2
3. Глауконит	—	0,85
4. Фосфаты (коллофанит)	—	1,25
5. Лимонит	—	1,20

Тяжелая фракция, уд. веса $> 2{,}8$ (в проц.)

1. Рудные. Лимонит—продукт окисления глауконита	—	54,0
2. Глауконит	—	9,8
3. Коллофанит	—	32,0
4. Апатит	—	4,2
5 и 6. Отдельные зерна турмалина и циркона.		

Сравнивая минералогический состав фракций 0,25—0,1 *мм* песчаников (пласты № 303 и 304) и алевро-пелитов (пласты № 300 и 302) сумсарского яруса Исфары, нетрудно заметить, что ассоциации минералов как тяжелой, так и легкой фракций различны. Так изменяются количественные соотношения кварца и полевого шпата в легкой фракции, а в тяжелой—меняется и качественный состав. Эпидот, ставролит, амфиболы и обломки пород, встречающиеся во фракции 0,25—0,1 *мм* песчаных пород, отсутствуют в одноименной фракции алевро-пелитов (рис. 22).

Еще В. Н. Чирвинский (1914), изучая ледниковые валунные суглинки быв. Киевской, Волынской и Черниговской губерний, подметил определенную зависимость между вещественным, в частности минералогическим, составом обломочных отложений и размерностью слагающих их частиц. Им было установлено, что с уменьшением размерности зерен кластолитов в них снижается количество обломков горных пород (граниты, гнейсы, кварциты, песчаники и т. д.), кварца (начиная с фракции 0,25 *мм*) и т. д.

В последующем на сопряженность гранулометрического и минералогического состава обломочных пород указывал ряд советских исследователей—В. П. Батурин (1939_2), Л. В. Пустовалов (1947), Л. В. Пустовалов и А. Д. Султанов ($1946_{1,2}$), М. К. Калинко (1948,

1949) и др. Особенно подробно этот вопрос рассмотрен Л. В. Пустоваловым. Он пришел к заключению, что минералогический состав даже одной и той же фракции, например 0,1—0,01 *мм*, выделенной из различных литологических типов кластолитов, обнаруживает существенные различия. Учитывая это, Л. В. Пустовалов (1947) предложил в пределах одной и той же терригенно-минералогической провинции выделять различные терригенно-минералогические фации.

Иной точки зрения придерживается С. Г. Саркисян. Основываясь на исследованиях верхнепермских и триасовых отложений Приуралья, он высказывает мнение о постоянстве качественного состава минералов независимо от крупности зерен, слагающих кластолиты (1949). Последний фактор, по мнению С. Г. Саркисяна, изменяет лишь содержание отдельных минералов в различных типах обломочных образований. Наиболее существенным фактором, определяющим особенности минералогического состава отложений в области аккумуляции, этот исследователь считает характер (петрографический) областей питания.

Изучение верхнемеловых пород Юго-западной Ферганы приводит А. Г. Бабаева (1951) к заключению о том, что сопряженность минералогического и гранулометрического состава песков и песчаников ограничивается лишь изменением количественного содержания отдельных минералов в различных фракциях одной и той же породы. Это положение он иллюстрирует соответствующей диаграммой (рис. 23).

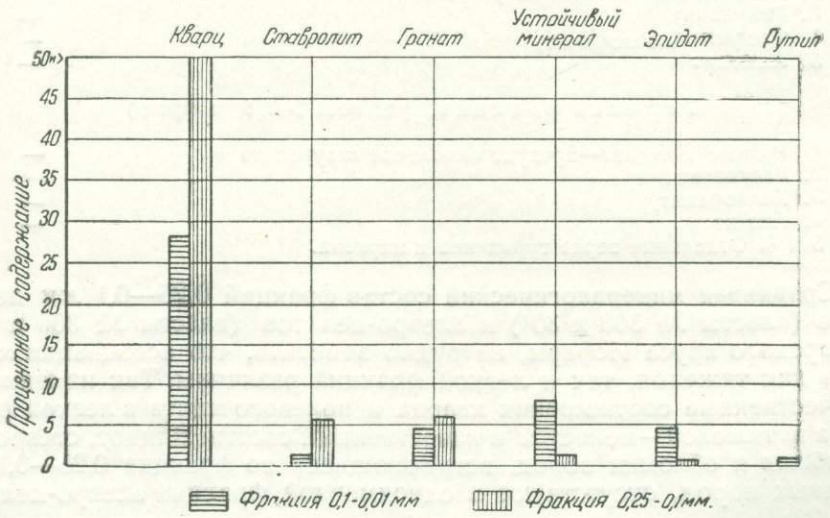


Рис. 23. Диаграмма распределения некоторых минералов в различных фракциях песчаных пород (среднее значение по 12 образцам).

Таким образом, наши материалы по минералогическому изучению палеогеновых отложений Ферганы, а также исследования А. Г. Бабаева по верхнемеловым образованиям Юго-западной Ферганы позволяют говорить, с одной стороны, о качественном изменении минералогического состава фракции одной и той же размерности, полученной из различного типа обломочных пород и, с другой,—о количественном изменении минералогического состава для различных фракций одной и той же породы.

Следует подчеркнуть, что вопросы сопряженности гранулометрического и минералогического состава обломочных пород, представляющие большой теоретический и практический интерес, заслуживают специальных детальных исследований.

Риштанский разрез. Отложения сумсарского яруса в риштанском разрезе представлены наиболее полно и по мощности достигают 113 *м*. Из графика гранулометрического состава (табл. 2) видно, что эта пачка весьма четко подразделяется на две части: нижняя—глинистая мощностью 72 *м* и верхняя—алевритово-песчаная мощностью 41 *м*; последняя является аналогом II пласта промысловых площадей. Для удобства сравнения с другими разрезами средние формулы механического состава даются отдельно для глинистой и алевритово-песчаной пачек.

Как видно из приведенных в приложении данных, породы по механическому составу колеблются от почти чистых глин с формулой 019 до мелкозернистых глинисто-алевритовых песков (песчаников) с формулой 721 со всеми переходами между ними. Это обстоятельство заставляет производить сопоставление гранулометрического состава обломочных пород различных площадей Ферганы именно по усредненным формулам для всего яруса в целом. В противном случае, если руководствоваться отдельными анализами случайно отобранных образцов, могут быть допущены серьезные ошибки.

Породы по всему разрезу характеризуются большим содержанием карбонатов (составляющих цемент породы), причем максимум приходится на алевритово-песчаные разности верхней части. Содержание карбонатов, наряду со степенью отсортированности, оказывает влияние на величину пористости; в целом общая пористость пластов, образующих верхнюю пачку, меньше, чем в более тонкозернистых отложениях нижней части; при этом следует отметить, что значения общей и эффективной пористости для хорошо отсортированных пород подошвы сумсарского яруса довольно близки.

Средневзвешенная формула гранулометрического состава пластов № 197—213 (аналоги II пласта)—433. Таким образом, состав обломочного материала риштанского разреза тождественен с исфаринским (формула их также 433) и отличается от состава более западных участков—Ханабада, нефтепромысла КИМ (соответствующие формулы 811, 523).

Минералогическому изучению были подвергнуты фракции 0,25—0,1 *мм* пластов № 197—203. Сходство минералогического состава этих пластов позволяет ограничиться их общим описанием.

Легкая фракция, уд. веса <2,8 (в проц.

1. Кварц	—	87,0
2. Полевой шпат (калиевый)	—	12,3
3. Глауконит	—	0,7

Тяжелая фракция, уд. веса > 2,8 (в проц.)

1. Рудные—немагнитные. Лимонит; часто образует псевдоморфозы по пириту, нередко цементируя отдельные зерна кварца	—	20,5
2. Коллофанит. Желтоватые до охристого цвета зерна. Под бинокуляром трудно отличим от апатита; различается только под микроскопом; изотропный с $n>1,580<1,600$; образует существенную часть тяжелой фракции	—	36,0
3. Глауконит. Зерна по форме от плохо окатанных до полуугловатых, темно-зеленого цвета (до почти черного); образует землистые, крупные агрегаты	—	9,3

4. Барит. „Молочного", светло-розового цвета с перламутровым блеском, пластинчатые, с резко угловатыми краями зерна: $n > 1{,}630 < 1{,}650$. Содержание в отдельных образцах колеблется, иногда достигает 25—30% — 10,5
5. Турмалин. Преобладают хорошо окатанные зерна, темно-зеленого до черного цвета, полупросвечивающие; иногда встречаются голубовато-синие разности — 4,8
6. Циркон. Светло-розовые, в большинстве случаев раздробленные зерна; иногда наблюдаются хорошие призматические формы, образующие двойники — 4,4
7. Гранат. Светло-розовые, зелено-бурые, обычно хорошо окатанные зерна — 3,7
8. Эпидот. Обычно фисташково-зеленого цвета, преимущественно прозрачные зерна — 3,3
9. Амфиболы. Зеленовато-желтые, голубовато-синие, прозрачные, плохо окатанные зерна — 1,3
10. Пироксены. Черные, удлиненно-столбчатые, обычно крупные зерна со стеклянным блеском — 1,7
11. Апатит. Обычно хорошо окатанные, желтоватые до охристого цвета зерна — 2,6
12. Минеральные агрегаты. В некоторых образцах встречаются обломки пород, как правило, хорошо окатанные, светло-бурой и серой окраски.

Заканчивая характеристику сумсарского яруса в Риштане, необходимо добавить, что результаты механического анализа II пласта соседнего участка Яркутан (средняя формула механического состава 811) указывают на увеличение в его составе песчаных пород по сравнению с районами Исфары и нефтепромысла КИМ.

Чангырташский разрез. Мощность отложений сумсарского яруса в этом разрезе достигает 42 *м*. В отличие от разрезов южноферганской полосы гранулометрический состав пород здесь менее выдержан, особенно в верхней части яруса.

Нижняя 27-метровая пачка представлена в основном плотными, красными, известковистыми глинами с редко встречающейся мелкой фауной; глины чередуются с пластами мягких, известково-глинистых алевритов небольшой мощности. Верхняя пачка мощностью 15 *м* сложена часто чередующимися глинисто-песчаными алевритами и алевритовыми глинами. Песчано-алевритовые прослои являются коллекторами нефти промысловых площадей Восточной Ферганы, известных здесь как III нефтеносный пласт.

Табл. 2 дает представление о фракционном составе пород, слагающих сумсарский ярус. Формулы механического состава свидетельствуют о развитии преимущественно глинистых алевритов, алевритовых глин, с резко подчиненными прослоями мелкозернистых, глинисто-алевритовых песков. Как и в остальных разрезах, отсортированность обломочного материала заметно улучшается в более тонкозернистых отложениях, а пористость пород контролируется двумя факторами: степенью отсортированности осадка и содержанием карбонатов (входящих в состав цемента пород).

Средневзвешенная формула состава 037 указывает на преобладание в строении III пласта более тонкозернистых фракций, по сравнению со II пластом южноферганской полосы.

Минералогический состав (рис. 22) пород изучен по образцам из пластов № 242, 246, 260, 262 и 264, средние данные по которым (фракция 0,25—0,1 *мм*) приводятся ниже.

Легкая фракция, уд. веса $< 2{,}8$ (в %)

1. Кварц — 69,0
2. Полевой шпат (калиевый) — 25,0

3. Глауконит — 1,3
4. Лимонит (в основном лимонитизированный глауконит) — 4,5

Тяжелая фракция, уд. веса > 2,8 (в %)

1. Рудные минералы, в основном немагнитные; лимонит, образованный в результате окисления глауконита. В верхних пластах, начиная с 262, наряду с лимонитом встречаются в подчиненных количествах магнетит и ильменит — 20,0
2. Глауконит—один из существенных компонентов тяжелой фракции. Обычно—это землистые агрегаты темно-зеленого цвета, часто переходящие в лимонитизированные разности; содержание его в отдельных образцах различное — 49,6
3. Фосфаты. Светло-желтые, красновато-бурые, полупрозрачные, изотропные зерна, с показателем преломления < 1,630—коллофанит — 6,3
4. Гипс. Вытянутые, полупрозрачные пластинчатые зерна; отмечен только для пласта № 262
5. Эпидот. Обычного (описанного) облика — 3,6
6. Биотит — 5,9
7. Мусковит — 3,9
8. Турмалин обычного габитуса — 1,1
9. Циркон. Светло-розовые, бесцветные, удлиненные призматические зерна — 1,4
10. Гранат. Светло-желтые до бурого цвета, полупрозрачные, хорошо окатанные зерна — 0,95
11. Ставролит. Желтовато-коричневые, крупные, плохо окатанные, полупрозрачные зерна с n > 1,720 < 1,748 — 0,5
12. Сфен. Желтовато-бурые, светло-коричневые, прозрачные, редко встречающиеся зерна с n > 1,777.

Отдельные зерна легкой фракции (пласт № 242) с поверхности покрыты карбонатами меди, придающими им (под бинокулярной лупой) синевато-зеленую окраску, характерную для малахита. При действии соляной кислоты синевато-зеленая окраска зерен исчезает.

Поскольку составы тяжелой фракции Чангырташского и Исфара-Раштанского районов существенно различаются и сопоставлены были не строго синхроничные горизонты, для установления причин изменения минералогического состава нами было произведено дополнительное изучение вышележащих песков (пласты № 265—267), результаты которого даны ниже.

Легкая фракция, уд. веса < 2,8 (в %)

1. Кварц — 82,0
2. Полевой шпат — 8,5
3. Глауконит — 0,3
4. Лимонит (за счет неудовлетворительного разделения в тяжелой жидкости) — 9,2

Тяжелая фракция, уд. веса > 2,8 (в %)

1. Рудные—лимонит, магнетит — 42,0
2. Глауконит — 25,40
3. Фосфаты—коллофанит — 6,55
4. Полевой шпат. Прозрачные, иногда полуматовые зерна, двуосные отрицательные с n > 1,550 < 1,600 — 5,10
5. Эпидот — 3,85
6. Биотит — 2,35
7. Мусковит — 2,85
8. Циркон — 1,10
9. Гранат — 3,65
10. Турмалин — 3,10
11. Амфиболы — 1,40
12. Вулканическое стекло — 2,0

13. Апатит — 0,4
14. Хлорит. Единичные зерна в отдельных образцах.

Наличие в нефтеносных горизонтах этого разреза минералов группы слюд, отсутствие аутигенного сульфата (барит), исчезновение пироксенов и резкое уменьшение количества амфиболов свидетельствуют об изменении минералогического состава сумсарского яруса Восточной Ферганы. Подобное изменение следует, вероятно, связывать в основном с особенностями петрографического состава пород „питающих провинций".

Майлисуйский разрез. Изучение отложений сумсарского яруса по майлисуйскому разрезу ограничилось выяснением гранулометрического и минералогического состава пород. Из табл. 2, в которой сведены результаты механического анализа, видно, что тонкозернистые терригенные отложения района Чангырташ с общей формулой 037 сменяются здесь более крупнозернистыми—с формулой 253.

Отсортированность обломочного материала здесь значительно хуже; по ассоциации минералов, входящих в тяжелую фракцию, майлисуйский разрез, в общем, сходен с чангырташским, за исключением глауконита, барита и ставролита (рис. 22), из которых первый уменьшается по количеству, а последний, наоборот, получает повсеместное распространение.

Минералогический состав фракции 0,25—0,1 *мм* для пластов № 56—58 и 60—62 представляется в следующем виде:

Легкая фракция, уд. веса < 2,8 (%)

1. Кварц — 68,5
2. Полевой шпат — 13,4
3. Глауконит (не во всех образцах) — 0,95
4. Лимонит (за счет неудовлетворительного разделения в тяжелой жидкости) — 16,90
5. Хлорит (только в редких случаях) — 0,12
6. Кремнистые агрегаты — 0,13

Тяжелая фракция, уд. веса > 2,8 (в %)

1. Рудные—немагнитные. Ильменит и лимонит (в подчиненном количестве) — 49,0
2. Глауконит — 0,60
3. Фосфаты типа коллофанита обычного облика, аналогичного описанному в предыдущих разрезах — 1,90
4. Барит. Белые, полупрозрачные, пластинчатые зерна с зазубренными краями, с $n > 1{,}633 < 1{,}654$ — 2,90
5. Эпидот—обычного, описанного выше вида — 13,0
6. Гранат. Зерна светло-розовые, желтоватые до „чайного" цвета; по форме—часто хорошо выраженные ромбододекаэдры — 6,85
7. Турмалин. Зерна обычного габитуса и окраски; иногда коричнево-красные — 2,80
8. Циркон. Розовые зерна призматической формы — 2,05
9. Ставролит. Желтовато бурые, обычно крупные, плохо окатанные зерна, с большим количеством включений черного цвета; $n > 1{,}733 < 1{,}748$ — 2,0
10. Апатит. Мутные, „молочные", с легким бледно-синим оттенком, хорошо окатанные зерна — 1,4
11. Амфиболы. Представлены актинолитом. Светло-зеленые, прозрачные волокнистые зерна; двуосные отрицательные, с $n > 1{,}596 < 1{,}648$ — 0,40
12. Пироксены — 0,85
13. Хлорит — 2,40
14. Полевые шпаты. Зерна белого цвета, хорошо окатанные, со следами разложения; двуосные отрицательные с $n > 1{,}515 < 1{,}600$ — 2,80
15. Мусковит — 4,85
16. Биотит — 8,70

Варзыкский разрез. Отложения сумсарского яруса по мощности достигают здесь 47 *м*. Нижняя, фаунистически охарактеризованная глинистая пачка мощностью 20 *м* кверху сменяется часто чередующимися прослоями грубозернистых песков (песчаников), галечников и алевритовых глин.

Лабораторному изучению были подвергнуты образцы из нижней глинистой пачки, фракционный состав их сведен в табл. 2.

Как видно из этой таблицы, обломочный материал пород варзыкского разреза, по сравнению с майлисуйским и чангырташским, более отсортирован и представлен глинистыми, иногда алевритово-глинистыми фракциями. Вероятно, этим и следует объяснить небольшое количество минеральных видов, входящих в состав фракций 0,25—0,1 *мм* пластов № 201, 202, 203 (рис. 22).

Легкая фракция, уд. веса < 2,8 (в %)

1. Кварц	—	56,2
2. Полевой шпат (калиевый)	—	9,3
3. Лимонит (лимонитизированный глауконит)	—	34,0
4. Глауконит (встречен только в пл. № 203)	—	0,5

Тяжелая фракция, уд. веса >2,8 (в %)

1. Рудные. Лимонит с подчиненным количеством магнетита; часто в составе фракции присутствует только лимонит	—	83,5
2. Глауконит	—	14,6
3. Фосфаты	—	1,8
4. Эпидот	единичн.	зерна
5. Гранат	»	
6. Мусковит	»	
7. Хлорит	»	

СОПОСТАВЛЕНИЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА

Риштанский ярус. Из вышеизложенного видно, что по фракционному составу обломочного материала и его соотношению с карбонатными породами в направлении с запада на восток намечаются определенные закономерности.

В ташраватском разрезе в этих отложениях псаммиты резко подчинены карбонатам, что ведет к развитию здесь органогенно-известняковой фации с примесью обломочного (пелитового) материала. Даже отдельные прослои собственно обломочных пород в большинстве случаев по составу не выходят за пределы глинистых алевритов с формулой 064.

К востоку от Ташравата, уже в районе Исфары, соотношение карбонатов и терригенных компонентов разреза меняется в сторону увеличения последних. Наряду с алевритовыми глинами, нередко отмечаются прослои мелкозернистых алевритово-глинистых песков (песчаников), общая формула которых — 226, в то время как в Ташравате она равна 154.

К востоку от Исфары, в Риштане, синхроничные аналоги этих отложений представлены исключительно терригенными фациями мелкозернистых песков с общей формулой 244, а для крайнего восточного участка этого района (нефтепромысел Яркутан) — 622. Эти данные позволяют установить для разрезов южноферганской полосы на участке Ташрават — Риштан наиболее мелководную риштанскую зону на востоке и относительно более глубоководную — ташраватскую—на западе.

Во время накопления на участке Ташрават — Риштан терригенных и органогенно-известняковых фаций риштанского яруса чангырташский уча-

сток, по-видимому, находился выше зеркала вод риштанского бассейна и подвергался размыву.

Все три изученных разреза южной полосы обнаруживают сходство в отношении акцессорных минералов тяжелой фракции; наоборот, содержание аутигенных образований (фосфаты, глауконит, сульфаты Ca и Sr) подвержено значительным колебаниям. Тесно связанные с фациальными условиями области осадконакопления, аутигенные минералы также обнаруживают определенную закономерность в своем распространении с запада на восток.

Это положение в достаточной степени подтверждается приводимой ниже краткой характеристикой минералогического состава по отдельным районам. В легкой фракции риштанского разреза отмечаются кварц и полевой шпат, причем первый значительно преобладает; полевые шпаты обычно отличаются хорошей сохранностью. В тяжелой фракции преобладают (>50%) рудные минералы, представленные в основном лимонитом и в меньшей степени гематитом и титаномагнетитом.

В группе стойких минералов присутствуют (в количественно убывающем порядке) турмалин, циркон, гранат, андалузит, рутил; амфиболы отмечаются во всех случаях в количестве от 3 до 10%; пироксены — весьма редки, в виде единичных зерен.

Из аутигенных компонентов в значительных количествах встречаются коллофанит и гипс; глауконит отмечен в единичных зернах только в одном образце (пласт № 95) и практически его можно считать отсутствующим в разрезе.

В легкой фракции исфаринского разреза отмечаются кварц, содержание которого доходит до 65%, весьма редко — калиевый полевой шпат и значительное количество минералов группы каолина; последние, вероятно, являются продуктами разложения полевых шпатов.

Рудные компоненты тяжелой фракции представлены главным образом лимонитом, пиролюзитом и, в меньшей степени, гематитом; по содержанию первые два часто меняются местами.

Группа стойких минералов представлена, как и в риштанском разрезе, турмалином, цирконом, гранатом, андалузитом, рутилом, причем преобладание турмалина над остальными минералами, отмеченное для предыдущего разреза, здесь менее заметно. Из групп амфиболов и пироксенов присутствуют только амфиболы и то не во всех образцах. В отличие от риштанского разреза, апатит составляет здесь существенную часть тяжелой фракции (8,6%).

Группа аутигенных компонентов выражена полнее; среди них отмечаются коллофанит, глауконит, иногда целестин, а также доломит. Легкая фракция по составу сходна с исфаринским разрезом. Рудные минералы тяжелой фракции состоят исключительно из лимонита.

Среди стойких минералов, наряду с турмалином, цирконом, гранатом и рутилом, появляется ставролит. Содержание амфиболов увеличивается до 17,7%. Наконец, появление в тяжелой фракции ташраватского разреза мусковита и биотита обособляет этот разрез от исфаринского.

Из аутигенных образований здесь отмечаются глауконит и доломит; фосфаты, в частности коллофанит, отсутствуют.

Сходство минералогического состава пород риштанского яруса позволяет объединить разрезы южноферганской полосы в одну терригенно-минералогическую провинцию, которая в целом может быть охарактеризована как амфибол-турмалиновая терригенно-минералогическая провинция (см. рис. 21). При этом в ее западной части (Ташрават), а также в Кане и Сохе (по данным А. Г. Бабаева) появляются, наряду с названными характерными минералами, и слюды.

Сумсарский ярус. Отложения сумсарского яруса по литологическим особенностям обычно расчленяются на две пачки: нижнюю—глинистую (горизонт «q» по номенклатуре К. П. Калицкого) и верхнюю — алевритово-песчаную (горизонт «ч»).

Фракционный состав обломочного материала в пределах долины подвержен частым изменениям, особенно в верхней, алевритово-песчаной пачке. Однако несколько обобщая гранулометрический состав пород путем применения средневзвешенных формул механического состава по разрезу в целом, удается установить определенную закономерность в площадном распределении обломочного материала по крупности.

Рассматривая под этим углом зрения алевритово-песчаную пачку сумсарского яруса, мы видим, что по направлению к западу наблюдается увеличение количества крупнообломочных фракций.

Так, в районе Исфары эта пачка представлена морскими терригенными отложениями с формулой 442, в районе нефтепромысла КИМ она характеризуется формулой 523, еще далее на запад, в районе Сельрохо,— 811 и, наконец, в районе Ташравата морские аналоги их отсутствуют, замещаясь континентальными, по-видимому, синхроничными образованиями.

Подобное увеличение крупнообломочных фракций в составе пород наблюдается и к востоку от Исфары. Так, если в риштанском разрезе состав их определяется формулой 433, то в районе нефтепромысла Яркутан—811. При дальнейшем продвижении на восток (Чангырташ) морские осадки сменяются континентальными, прослеживаемыми и в северных разрезах (Майлису, Варзык). Для последнего разреза характерно появление грубообломочного терригенного материала, до галек размером 30—40 *мм* в диаметре.

При рассмотрении минералогического состава отложений сумсарского яруса нами отмечалось появление ряда новых минералов, отсутствовавших или встречавшихся очень редко в разрезах риштанского яруса: к ним в первую очередь относятся эпидот и барит (рис. 21); по сравнению с отложениями риштанского яруса заметно возрастает содержание коллофанита и глауконита.

Это указывает на обусловленные денудацией существенные изменения в петрографическом составе осадков, доставляемых из областей питания в зону аккумуляции, а также на изменения физико-географических и палеогеохимических условий накопления осадков сумсарского века.

Ассоциация минералов тяжелой фракции и их территориальное распределение позволяют изученные районы подразделить на три различные группы: 1) южная (Исфара—Риштан), 2) северо-восточная (Чангырташ — Майлису) и 3) северная (Варзык).

Приводимая ниже характеристика отдельных разрезов подтверждает справедливость такого деления.

В первой группе (Исфара) в легкой фракции отмечаются кварц, полевые шпаты и, в подчиненных количествах, глауконит и коллофанит; содержание кварца достигает 50%, полевого шпата (калиевый) — 25%. Тяжелая фракция состоит из рудных (немагнитные, лимонит, иногда гематит, составляющие до 31—32% фракции), группы стойких минералов (циркон, ставролит, турмалин, гранат, содержание которых, как правило, меньше, чем в отложениях риштанского яруса); группа амфиболов и пироксенов встречается редко и не имеет существенного значения. Из нестойких минералов встречается апатит в количестве 3—4%. Из аутигенных компонентов присутствуют глауконит, коллофанит и барит, составляющие 35—40% тяжелой фракции.

Риштанский разрез по минералогическому составу весьма близок к предыдущему. Отличается он лишь в некоторых деталях: количество кварца в легкой фракции возрастает до 87% за счет полевых шпатов; содержание группы «коллофанит-глауконит-барит» возрастает до 55—60% за счет первых двух минералов.

Изменение в соотношении кварца и полевых шпатов, по-видимому, следует объяснить общим увеличением крупности обломков пород, слагающих сумсарский ярус в этом разрезе.

В районе Соха в минералогическом составе пород сумсарского яруса намечаются некоторые изменения, в частности, появляются (местами) минералы группы слюд и исчезает барит.

Отсутствие здесь (по данным А. Г. Бабаева) коллофанита, следует, вероятно, объяснить тем, что подготовка образцов к гранулометрическому анализу велась с помощью соляной кислоты, которая, как известно, растворяет фосфаты. Однако в целом минералогический состав и в сохском разрезе, в общих чертах, сходен с предыдущими разрезами.

Приведенная характеристика позволяет наметить в пределах южной группы циркон-эпидотовую терригенно-минералогическую провинцию нередко с аутигенным баритом, в составе которой коллофанит и глауконит играют существенную роль, а рудные компоненты представлены в основном немагнитными — лимонитом и гематитом.

Во второй группе (Чангырташ) легкая фракция, как и в предыдущих разрезах, слагается кварц-полевошпатовыми минералами и в подчиненном количестве глауконитом.

Состав тяжелой фракции меняется. Среди рудных минералов, наряду с лимонитом, встречаются магнетит и ильменит. Из породообразующих в заметных количествах появляются мусковит и биотит. Количество эпидота возрастает до 3,6%; стойкие акцессоры не претерпевают существенных изменений. Группа амфиболов и пироксенов практически отсутствует. Из аутигенных минералов выпадает барит; вместо него появляется гипс; коллофанит и глауконит меняются местами, и количество последнего доходит до 45%.

Легкая фракция в районе Майлису аналогична Чангырташу; в тяжелой — возрастает содержание эпидота, ставролита, а лимонит уступает место ильмениту. Из породообразующих минералов встречаются мусковит и биотит, отмеченные также в разрезе Чангырташа.

По разрезу в целом содержание рудных возрастает до 50%. Количество аутигенных компонентов резко уменьшается, достигая суммарно для барита, коллофанита и глауконита 5—6%.

Группа Чангырташ — Майлису выделяется нами в мусковит-ильменитовую терригенно-минералогическую провинцию.

Незначительные местные различия в составе кластических компонентов тяжелой фракции, наблюдаемые в отдельных горизонтах названных районов, обусловлены особенностями петрографического состава пород, развитых в прилегающих с севера и северо-востока горных сооружениях.

Наряду с этим, некоторые изменения в составе и количественных соотношениях аутигенных минералов свидетельствуют о влиянии изменявшихся во времени и пространстве физико-географических условий, господствовавших на отдельных участках сумсарского водоема.

В третьей группе (Варзык) тяжелая фракция характеризуется преобладанием рудных минералов (до 85%), среди которых первое место занимает лимонит, а затем в подчиненных количествах следуют магнетит и ильменит.

По сравнению с разрезами южной и северо-восточной полос, в северной — барит отсутствует, количество коллофанита уменьшается до 1,8%,

глауконита увеличивается до 15%. Слюды отмечены только в одном образце и по разрезу в целом отсутствуют. Весьма характерно также отсутствие здесь турмалина, что хорошо согласуется с указаниями И. А. Островского (1935) — о различиях в составе гранитов, развитых к югу и к северу от Сыр-Дарьи.

Данную провинцию в настоящее время нельзя охарактеризовать достаточно полно по минералогическим признакам; условно мы пока называем ее ильменит-магнетитовой терригенно-минералогической провинцией, имея в виду, что последующие детальные петрографические работы должны уточнить минералогическую характеристику северо-ферганской полосы.

Пытаясь установить моменты смены минералогического состава пород верхнеферганского подотдела палеогена по вертикали мы подвергли исследованию ряд образцов из отложений ханабадского яруса различных разрезов. Оно показало, что по минералогическому составу эти отложения тождественны с вышележащими — сумсарского яруса (рис. 20 и 22).

Это обстоятельство указывает на то, что смена минералогического состава по вертикали произошла в конце исфаринского века, в чем нельзя не согласиться с В. Б. Татарским (1936). Смена была вызвана изменением превалировавшего знака вертикальных движений, имевших место до (отрицательные) и после (положительные) исфаринского века.

Однако изменения в минералогическом составе пород, вызванные этими движениями, были незначительными, и в отношении основных породообразующих минералов (кварц и полевой шпат), а также большинства акцессоров (турмалин, циркон, гранат, апатит), верхнепалеогеновые отложения Ферганы, в пределах намеченных провинций, обнаруживают большое сходство. Это свидетельствует о том, что для каждой из этих провинций петрографический состав областей питания на протяжении всего верхнепалеогенового времени оставался в основных чертах постоянным.

Обрамляющие Ферганскую депрессию горные сооружения, структурное оформление которых было связано главным образом с доальпийскими фазами складчатости, представляли собой эти области питания, принимавшие участие в формировании меловых и палеогеновых осадочных толщ депрессии.

Пульсирующие вертикальные движения, нарушая установившееся равновесие между областями сноса и аккумуляции, с одной стороны, изменили условия осадконакопления в зоне седиментации, а с другой —явились причиной некоторого изменения минералогического состава терригенных компонентов в стратиграфическом разрезе. Такое изменение было связано не только с все возраставшей эрозией областей питания, но и было вызвано их прогрессивным разрастанием за счет поднятия периферических зон депрессии, изменивших первоначальный петрографический состав областей питания.

Минералогический состав пород массагетского яруса Ферганы (рис. 24) более существенно отличается от состава отложений верхнеферганского подотдела палеогена.

Наиболее принципиальным является исчезновение здесь глауконита, который отмечен только в массагетском ярусе Чангырташа (см. рис. 21), где он находится не в первичном, а во вторичном (переотложенном) залегании.

Выпадение из разреза такого важного минерала — индикатора, каковым является глауконит, хорошо согласуется с общим изменением палеогеографических условий Ферганской депрессии в массагетский век, сказавшимся в исчезновении здесь последних реликтов моря.

Отложения нижнеферганского подотдела и согдийского отдела палео-



Рис. 24. Минералогический состав пород массагетского яруса Ферганы, Фракция 0,25—0,1 *мм*.

гена детально нами были изучены только в Чангырташском районе. По минералогическому составу здесь (рис. 21 и 25) ниже верхнеферганского подотдела выделяется зона, охватывающая алайский, сузакский и бухарский ярусы.



Рис. 25. Минералогический состав меловых и палеогеновых отложений района Чангырташ. Фракция 0,25—0,1 *мм*.

В этой зоне также отмечаются апатит, турмалин, циркон, амфиболы, коллофанит и другие минералы, развитые в породах верхнеферганского подотдела. Наряду с этим, она имеет и свои особенности минералогического состава, обособляющие ее от вышележащих отложений. Наиболее характерно исчезновение таких минералов, как биотит, мусковит, глауконит, и эпидот с одновременным появлением в ее низах аутигенного гипса.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нижележащая зона, соответствующая кровле надрадиолитовой свиты (датский ярус), состоит исключительно из гипса. Большая по мощ-

ности часть надрадиолитовой свиты резко обособляется от подстилающих слоев по таким минералам, как эпидот и глауконит, которые вновь появляются в кровле пестроцветной свиты (рис. 21). Эта граница не менее четко фиксируется появлением в разрезе сфена и рутила.

Таким образом, верхняя часть пестроцветной свиты Чангырташа, соответствующая радиолитовому горизонту, может быть выделена как сфен-эпидот-рутиловая зона нередко с аутигенным глауконитом.

Минералогический состав нижней части пестроцветной свиты Яловач и экзогировой свиты был изучен А. М. Акрамходжаевым по фракциям 0,1—0,01 *мм*.

А. М. Акрамходжаев проводил подготовку образцов к гранулометрическому анализу путем обработки их соляной кислотой. В связи с этим, отсутствие в изученной им секции разреза коллофанита и апатита следует, вероятно, объяснить растворением их в соляной кислоте. Это, а также различная величина фракций, изученных нами (0,25—0,1 *мм*) и А. М. Акрамходжаевым (0,1—0,01 *мм*), несколько затрудняют сравнение полученных результатов, что необходимо иметь в виду при последующем изложении.

Нижняя, большая по мощности часть пестроцветной свиты вырисовывается (рис. 21) как зона преимущественного развития хлорита, мусковита и биотита. Не менее характерно для нее наличие сфена и рутила с одновременным исчезновением эпидота и таких аутигенных минералов, как глауконит и гипс.

Ассоциация минералов свиты Яловач в общем сходна с только что описанной, за исключением того, что здесь отсутствует сфен.

Экзогировая свита резко обособляется от предыдущей появлением *вновь глауконита и сфена*.

Рассмотрение минералогического состава пород верхнего мела и палеогена Чангырташа показывает наличие ряда общих черт в распространении турмалина, циркона, граната, мусковита, биотита и т. д.

Наряду с этим, некоторые минералы (эпидот, сфен, рутил, глауконит и гипс) приурочены к определенным частям разреза и, следовательно, являются корреляционными. Присутствие среди последних как кластических (эпидот, сфен, рутил), так и аутигенных (глауконит, гипс) компонентов свидетельствует не только об изменении во времени петрографического состава областей сноса, но и условий осадконакопления в зоне аккумуляции.

Намечающееся в Чангырташе расчленение отложений палеогена и верхнего мела на отдельные зоны, соответственно особенностям их минералогического состава, в известной мере выдерживается и к западу от него, в пределах южноферганской полосы.

Так, во всех западных (к Чангырташу) разрезах датский ярус среди вмещающих свит выделяется широким развитием гипса и ангидрита (рис. 21). Повсеместное образование в южноферганской полосе в датский век аутигенных сульфатов кальция несомненно связано с развитием в это время *лагун с повышенной концентрацией солей в его водах*.

Нижнеферганские и согдийские отложения палеогена, кроме Чангырташа, были изучены в канском и сохском разрезах (А. Г. Бабаев). Здесь, как и в Чангырташе, они опять-таки выделяются среди вмещающих верхнемеловых и верхнеферганских пород отсутствием (практически) эпидота, в которых он широко развит.

Исходя из минералогического состава верхнемеловых отложений Абширского района, А. М. Акрамходжаев (1951) подразделяет их на ряд зон и горизонтов. Экзогировая свита расчленена им (снизу вверх) на глауконит-кальцитовый, глауконит-доломитовый и глауконит-коллофани-

товый горизонты, объединяемые в глауконитовую зону. Таким образом, основной аутигенный корреляционный минерал экзогировой свиты — *глауконит — прослеживается от Чангырташа к Абширу и далее на запад.*

Из рис. 21 нетрудно также видеть, что верхнемеловые отложения в целом (не считая датского яруса) во всех разрезах четко обособляются *от нижнепалеогеновых наличием в них эпидота и рутила.*

Однако, наряду с общим сходством минералогического состава одновозрастных слоев, в южноферганской полосе, по мере удаления от Чангырташа, на запад, среди аутигенных и кластических компонентов появляются новые минералы, несколько обособляющие тот или иной разрез. Такое изменение легко объяснимо, поскольку при протяженности южноферганской полосы более чем на 350 *км* не остаются постоянными ни петрографический состав областей питания, ни условия накопления осадков.

Из табл. 4 видно, что меловые и палеогеновые породы в пределах Ферганской депрессии подвержены заметным изменениям даже по своему гранулометрическому составу, что, вероятно, сказывается и на минералогическом составе пород.

Среди новых кластических минералов в породах верхнего мела Южной Ферганы, отсутствующих в Чангырташе, прежде всего следует отметить, ставролит, топаз и андалузит.

Область распространения этих минералов в южноферганской полосе ограничивается примерно меридианами Исфары на западе и Кана на востоке. В Абшире содержание их (особенно топаза и андалузита) резко снижается и далее на восток, в Чангырташе, сходит на нет. Такое распространение этих минералов заставляет связывать их с метаморфическим комплексом и, возможно, с пегматитами (топаз) Туркестанского хребта.

Наряду с кластическими минералами в разрезах верхнего мела появляются и новые аутигенные образования, в частности, барит и целестин. Барит отмечен в Исфаре, Сохе и Кане, где он является постоянным компонентом в отложениях пестроцветной свиты, а в Исфаре прослеживается и в свите Яловач. *Это дает основание рассматривать барит как один из* самых важных корреляционных минералов пестроцветной свиты.

К востоку от Кана, уже в Абшире, количество барита в отложениях, *верхнего мела резко сокращается. Еще далее на восток, в Чангырташе, он* отсутствует. Таким образом, и по распределению барита, как и ставролита, топаза и андалузита, абширский разрез является переходным между *типичными южноферганскими разрезами и восточным Чангырташским.*

Целестин развит главным образом в пестроцветной свите и отчасти в риштанском ярусе Исфары, а также в бухарском ярусе Соха.

Прослеживая распределение доломита, барита, целестина и гипса (ангидрита) в верхнемеловых отложениях, можно видеть (рис. 21), что снизу вверх достаточно четко намечается известная последовательность в локализации названных аутигенных компонентов. Так, доломит приурочен большей частью к нижним секциям разреза (экзогировая свита и пески Яловач); в пестроцветной свите он встречается реже и отсутствует в датском ярусе.

Барит и целестин развиты преимущественно в средней части разреза, а гипс почти исключительно в верхней — в отложениях датского яруса. Такая последовательная смена снизу вверх доломита баритом и целестином, в свою очередь замещаемых гипсом, отмечается во всех разрезах южноферганской полосы.

Поскольку смена аутигенных минералов по вертикали происходит в соответствии с возрастанием их растворимости, то, следовательно, мож-

Механический состав меловых и палеогеновых

№ п/п	Район	Стратиграфическое положение	№№ пластов	№№ образцов	Навеска (в граммах)	Карбонатность (в весовых %)	Содержание >1,0 мм	Содержание 1,0 мм 0,5 мм
1	Нарын	мел	130	702	30	10,0	20,41	52,37
2	„	„	127	700	„	6,1	22,96	47,77
3	Чарвак	согдийск.	3/0	20	100	0,9	0,40	32,90
4	„	„	3	30	„	13,9	4,72	19,49
5	„	в. мел	6	33	„	9,7	0,24	19,63
6	„	„	7	34	„	6,7	—	8,50
7	„	„	8	35	„	19,2	—	2,98
8	„	„	33	55	„	0,4	13,61	53,63
9	„	„	54	70	„	9,1	0,53	13,66
10	Караалма	н. мел	129	150	„	17,5	—	18,26
11	„	в. мел	118/0	146	„	9,7	6,53	40,76
12	„	„	117/0	145	„	10,1	30,62	31,98
13	„	„	108	139	„	11,3	—	25,72
14	„	„	103	137	„	10,2	18,86	35,78
15	„	„	100	135	„	1,3	0,56	1,25
16	„	„	93	133	„	7,7	17,08	49,00
17	„	„	60	120	„	21,7	3,04	34,39
18	„	„	54	118	„	13,5	3,54	22,32
19	„	„	41	111	„	11,3	0,64	15,74
20	„	бухарск. яр	22	103	„	8,2	—	19,16
21	„	„	21	99	„	28,2	1,40	43,74
22	„	сузакск.	12	86	„	28,7	14,16	18,42
23	„	палеоген?	6	81	„	10,9	0,86	12,56
24	„	„	4	79	„	4,9	7,24	34,30
25	„	„	1	77	„	14,9	11,78	47,20
26	Чангырташ	в мел	92[1]	260	„	0,0	—	0,06
27	„	„	68[1]	247	„	0,0	0,05	6,94
28	„	„	67[1]	246	„	7,6	—	1,96
29	„	„	51[1]	234	„	6,8	—	—
30	„	„	32[1]	220	„	14,8	—	—
31	„	„	5[1]	203	„	13,9	—	8,88
32	Ялпакташ	„	24	184	„	6,4	—	1,56
33	Наукат	н. мел	8	274	„	16,4	0,12	22,31
34	„	„	9	275	„	7,3	—	21,74
35	„	„	11	276	„	7,6	—	—
36	„	„	14	278	„	8,9	9,77	50,56
37	„	„	16	279	„	13,9	—	50,40
38	„	„	20	280	„	8,8	—	40,06
39	„	„	24	283	„	9,4	1,08	11,44
40	„	„	28	285	„	11,8	—	3,58
41	„	„	36	291	„	4,1	—	27,20
42	„	„	36	292	„	7,5	—	11,20
43	„	„	39	294	„	10,8	—	29,10
44	„	в. мел	65	325	„	11,2	—	—
45	„	„	79	332	„	0,0	0,30	19,44

но говорить о последовательном увеличении концентраций солей в водоемах Южной Ферганы, начиная со времени формирования экзогировой свиты до датского века включительно.

Весьма интересные результаты были получены при анализе распределения рудных минералов в отложениях верхнего мела южноферганской полосы. Пользуясь предложенным А. Г. Бабаевым (1951) коэффициентом окисленности рудных минералов, под которым подразумевается отношение суммарного количества лимонита и гематита к таковому же

Таблица 4

пород Ферганской депрессии

фракций (в весовых процентах)					Суммарное содержание фракций			Формула механич. состава
0,5 *мм* 0,25 *мм*	0,25 *мм* 0,15 *мм*	0,15 *мм* 0,10 *мм*	0,10 *мм* 0,01 *мм*	<0,01 *мм*	>0,1 *мм*	0,1 *мм* 0,01 *мм*	<0,01 *мм*	
15,16	3,20		6,30	2,56	91,14	6,30	2,56	910
20,30	1,77		2,68	4,52	92,80	2,68	4,52	900
8,57	8,92	13,94	25,15	10,12	64,73	25,15	10,12	631
5,13	7,66	11,89	29,59	21,52	48,84	29,59	21,52	532
7,72	13,96	21,17	21,56	15,72	62,72	21,56	15,72	622
10,64	14,30	31,16	31,60	3,80	64,60	31,60	3,80	630
9,46	29,26	30,59	22,75	4,96	72,29	22,75	4,96	721
4,51	8,30	7,35	10,07	2,53	87,40	10,07	2,53	910
8,54	9,72	19,89	37,09	10,57	52,34	37,09	10,57	541
9,08	9,56	22,04	30,74	10,32	58,94	30,74	10,32	631
8,50	4,16	13,41	21,95	4,69	73,36	21,95	4,69	721
6,16	3,57	6,61	10,45	10,61	78,94	10,45	10,61	811
13,88	8,82	17,63	27,24	6,71	66,05	27,24	6,71	731
3,53	10,80	11,70	17,32	2,01	80,67	17,32	2,01	820
3,12	5,27	34,39	37,82	17,59	44,59	37,82	17,59	442
6,04	3,92	9,10	10,90	3,96	85,14	10,90	3,96	910
11,14	4,60	15,21	23,64	7,98	68,38	23,64	7,98	721
7,57	9,66	22,78	28,21	5,92	65,87	28,21	5,92	631
4,52	9,76	26,04	38,46	4,84	56,70	38,46	4,84	640
5,26	4,02	24,30	41,29	5,97	52,74	41,29	5,97	541
7,94	9,44	7,18	20,30	5,00	74,70	20,30	5,00	721
20,24	8,32	17,08	16,35	5,43	78,22	16,35	5,43	820
5,10	9,18	13,94	30,30	28,06	41,64	30,30	28,06	433
9,90	7,99	13,64	16,32	10,61	73,07	16,32	10,61	721
6,58	2,96	8,12	8,79	14,57	76,64	8,79	14,57	811
0,58	5,18	14,90	66,03	13,25	20,72	66,03	13,25	271
1,75	3,02	23,21	50,10	14,93	34,97	50,10	14,93	352
3,78	3,56	17,43	64,01	9,26	26,73	64,01	9,26	361
—	0,76	11,08	63,38	24,78	11,84	63,38	24,78	163
3,66	2,91	12,39	72,14	8,90	18,96	72,14	8,90	271
2,25	6,06	17,16	50,89	14,76	34,35	50,89	14,76	352
1,28	1,04	5,82	44,08	46,20	9,72	44,08	46,20	145
37,65	11,50	0,00	19,10	9,32	71,58	19,10	9,32	721
8,64	5,72	40,64	22,07	1,46	76,47	22,07	1,46	820
9,68	11,42	48,54	27,70	2,65	69,65	27,70	2,65	730
10,30	5,42	8,42	10,12	5,41	84,47	10,42	5,41	811
6,95	3,80	8,40	10,05	20,40	69,55	10,05	20,40	712
9,18	15,78	13,46	16,16	5,36	78,48	16,16	5,36	820
7,96	19,00	28,62	24,62	7,28	68,10	24,62	7,28	721
8,96	4,38	21,82	40,36	20,90	38,74	40,36	20,90	442
8,20	5,76	24,06	18,29	16,49	65,22	18,29	16,49	622
5,08	3,56	36,00	27,00	17,16	55,84	27,00	17,16	622
10,70	3,55	16,70	31 35	8,60	60,05	31,35	8,60	631
0,65	2,16	10,45	60,86	25,88	13,26	60,86	25,88	163
6,99	7,06	41,20	21,53	3,47	74,99	21,53	3,47	820

магнетита и ильменита, выраженное в процентах, нами были составлены соответствующие кривые (рис. 21). Оказалось, что первые элементы ритмов, выделеных нами в отложениях мела, всюду в южноферганской полосе (Сох, Кан, Абшир, Чангырташ и др.) обнаруживают относительно бо́льшие значения коэффициента окисленности рудных минералов, чем вторые элементы.

Так, например, коэффициент окисленности первого элемента ритма «$б_3$» в Сохе равен 68%, первого элемента «$б_4$» — 55%, второго элемента

ритма «б3» — 20%, второго элемента «б4» — 25%. В Кане коэффициент окисленности первого элемента ритма «б3» равен 65%, второго элемента того же ритма — 45% и т. д.

Поскольку такая картина наблюдается во всех разрезах и во всех секциях верхнего мела, здесь нельзя говорить о чисто случайном совпадении. Наоборот, это обстоятельство заставляет искать причину изменения коэффициентов окисленности рудных минералов в периодически изменявшихся условиях осадконакопления, в частности, в величине rH.

В предыдущей главе отмечалось, что формирование первых элементов ритмов было связано с развитием положительных по знаку (восходящих) вертикальных движений. Последние вели к образованию наиболее мелководных фаций, среди которых окислительные фации часто преобладали, особенно в прибрежных зонах Ферганской депрессии. Вторые элементы ритмов, наоборот, развивались на фоне отрицательных (нисходящих) движений, приводивших к накоплению, преимущественно в восстановительных условиях, относительно более глубоководных осадков.

Таким образом, связь, выявленная между различными элементами ритмов и величиной коэффициента окисленности рудных минералов, вполне закономерна и обусловлена фациальными условиями, существовавшими в зоне седиментации.

Учитывая значительную протяженность изученной полосы от Ташравата до Чангырташа (более 350 *км*), трудно предполагать тождество условий осадконакопления даже для синхроничных отложений. Этим, по нашему мнению, объясняются различия в величинах коэффицента окисленности пород одного и того же стратиграфического горизонта в различных разрезах. Так, для пестроцветной свиты Исфары этот коэффициент равен 15%, Соха — 25%, Кана — 15%, Абшира — 20%, Чангырташа — 35%. Для свиты песков Яловач он равен в Исфаре 30%, в Сохе — 55%, в Кане — 60%, в Абшире — 65%, в Чангырташе — 75% и т. д.

Несмотря на отмеченные различия, общий, относительный ход кривой «коэффициента окисленности», для каждого разреза в отдельности остается аналогичным — с максимумами, приуроченными к первым элементам ритмов, и минимумами — ко вторым.

Единственным исключением из этого правила является разрез Исфары, где коэффициент окисленности экзогировой свиты несколько больше (40%) коэффициента свиты песков Яловач (30%). Однако это противоречие только кажущееся. Более детальный анализ показывает, что экзогировая свита в разрезе Исфары представлена в основном красноцветными обломочными фациями, стоящими гораздо ближе к перекрывающим их отложениям Яловач, чем к глинисто-карбонатным, гидроморфным по окраске породам экзогировой свиты более восточных разрезов.

ВЫВОДЫ

В заключение остается резюмировать некоторые выводы, вытекающие из рассмотрения минералогического состава верхнемеловых отложений Ферганы.

1. Особенности минералогического состава изученных пород позволяют в Ферганской депрессии выделить три области: южно-, восточно- и североферганскую. Ассоциация минералов в каждой из этих областей тесно связана с петрографическим составом пород питающих провинций.

Для южноферганской области такой провинцией является Туркестанский хребет, для восточноферганской — Алайский и Ферганский хребты и для североферганской — Чаткальский.

2. Верхнемеловые отложения южноферганской области характеризуются следующими кластическими минералами: рутилом, ставролитом, топазом, андалузитом и эпидотом. Не менее характерно наличие здесь таких аутигенных образований, как доломит, барит, гипс и местами (Исфара) целестин. Распределение по вертикали доломита, барита, целестина и гипса обнаруживает определенную закономерность, выражающуюся в последовательной смене (снизу вверх) доломита баритом и целестином, которые, в свою очередь, замещаются гипсом. Такое распределение аутигенных минералов обусловлено все возраставшей концентрацией солей в водах бассейна, начиная со времени накопления отложений экзогировой свиты до датского века включительно.

Значения коэффициента окисленности рудных минералов по вертикали также обнаруживают определенную, выдерживающуюся повсюду закономерность. Первым элементам ритмов всегда соответствуют максимумы, а вторым — минимумы на кривой «коэффициента окисленности». Эти данные хорошо согласуются с тем, что первые элементы ритмов обычно слагаются окислительными фациями, а вторые — восстановительными.

Исходя из состава характерных кластических и аутигенных минералов верхнемеловых отложений южноферганской области, ее можно выделить под названием эпидот-рутил-топаз-ставролитовой терригенно-минералогической провинции. Восточная граница провинции проходит приблизительно в районе Абшира.

3. Верхнемеловые отложения Восточной Ферганы в настоящее время не могут быть сколько-нибудь полно охарактеризованы, так как здесь изучен лишь один разрез (Чангырташский). Судя по имеющимся данным, наиболее характерными и постоянными минералами верхнемеловых свит Чангырташа являются рутил, хлорит, биотит и мусковит; нередко встречается и сфен.

Восточную Фергану мы, пока условно, выделяем в рутил-хлоритовую терригенно-минералогическую провинцию. Такие минералы, как биотит и мусковит, являются наряду с рутилом и хлоритом почти постоянными компонентами пород.

Некоторые наводящие указания о границах провинции на северо-западе дают особенности минералогического состава пород верхнеферганского подотдела палеогена. Примерно на меридиане Майлису в составе названных пород намечаются существенные изменения, все более четко проявляющиеся по мере продвижения от Майлису к Варзыку. Это дает основание считать северо-западной границей рассматриваемой провинции район Майлису.

Для верхнемеловых отложений Восточной Ферганы остаются в силе все выводы, сформулированные для предыдущей области в отношении закономерности распределения по элементам ритмов значений коэффициента окисленности рудных минералов.

4. В южноферганской полосе в целом переход от верхнемеловых отложений к палеогеновым сопровождается довольно заметным изменением минералогического состава пород. Рутил, ставролит, топаз, андалузит, широко развитые в верхнемеловых свитах, в палеогеновых, за очень редким исключением (ставролит, рутил), отсутствуют. Это позволяет перечисленные минералы принять в качестве корреляционных при параллелизации верхнемеловых образований южноферганской полосы.

Используя локализацию в определенных секциях разреза характерных кластических и аутигенных минералов, как показали исследования А. М. Акрамходжаева (1951) и А. Г. Бабаева (1951), можно произвести

и более дробную стратификацию верхнемеловых образований южноферганской полосы.

5. Выделенные терригенно-минералогические провинции достаточно хорошо увязываются со структурно-литологическим районированием, проведенным В. И. Поповым (1938) для данного (Ферганского) участка Западного Тянь-Шаня. Так, выделенные нами для палеогеновой эпохи циркон-эпидотовая терригенно-минералогическая провинция (Южная Фергана) соответствует «ферганской подзоне» В. И. Попова, северо-восточная, мусковит-ильменитовая провинция —«нарынской подзоне» и, наконец северная, ильменит-магнетитовая провинция — «чаткальской» и «кураминской» подзонам.

Глава V

ФАЦИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Термин «фация» был предложен более ста лет тому назад, однако до настоящего времени среди исследователей еще нет общепринятого мнения в отношении его объема и содержания.

Объясняется это отчасти тем, что уже в первоначальном определении Грессли, которому обычно приписывается приоритет в отношении термина «фация», имеется значительная неопределенность в формулировке этого термина. «Каждое отложение, — пишет Грессли, — в пределах своего горизонтального распространения обнаруживает довольно определенные изменения». Развивая свое определение, он указывает, что «фация» это «совокупность видоизменений отложений, выражающаяся в том или ином петрографическом, геогностическом и собственно палеонтологическом их отличии» (цитировано по Н. Б. Вассоевичу, 1948₁). Следовательно, Грессли, обозначая термином «фация» различные изменения, наблюдающиеся в отложениях по площади их развития, допускает, с одной стороны, изменения вещественного состава отложений, с другой, — различия в их биоценозах и условиях образования. Однако при установлении фаций палеонтологический признак им принимается за основной.

В русскую геологическую литературу слово «фация» ввел Н. А. Головкинский в 1869 г. (1869₁). Он так же, как и Грессли, говорит о петрографических фациях и о биофациях, но в отличие от Грессли, за основной признак при выделении фаций он принимает вещественный состав отложений.

В дальнейшем различные геологи продолжали по-разному трактовать термин «фация», в одних случаях отводя определяющую роль вещественному составу отложений, в других — условиям их образования.

Большую роль в систематизации наших знаний по современным и ископаемым фациям сыграли работы советских ученых, в частности, академика Д. В. Наливкина (1932).

Д. В. Наливкин четко разграничивает понятия о современной и ископаемой фациях. «Современная фация, — пишет Д. В. Наливкин (1932), — это часть земной поверхности, на всем своем протяжении обладающая одинаковыми физико-географическими условиями и одинаковой фауной и флорой». Ископаемую фацию он определяет, как «...часть пласта, пласт или свита пластов, на всем своем протяжении обладающая одинаковым литологическим составом и заключающая в себе одинаковую фауну и флору».

Таким образом, *современная фация*, по Д. В. Наливкину,— это единица ландшафта. В понятие ископаемой фации им вкладывается вещественное, материальное содержание («литологический состав пласта»).

Применение различных принципов при выделении ископаемых и современных фаций, естественно, приводит к некоторой неопределенности

самого термина и к известным неудобствам в пользовании им, поскольку каждый раз необходимо подчеркивать, о какой, современной или ископаемой, фации идет речь.

В последнее время, по инициативе главным образом ленинградских литологов, в печати развернулась широкая дискуссия по вопросу о термине и понятии «фация». В ходе обсуждения этого весьма важного геологического понятия, а также из других публикаций, достаточно ясно определились различные точки зрения, которые могут быть объединены в три группы.

Одни исследователи, указывая на то, что классификация фаций не есть классификация пород, подчеркивают палеогеографическое значение термина «фация», под которым подразумевают только физико-географические условия накопления осадков.

Такой точки зрения придерживается, в частности, А. В. Казаков (1938, 1939), Н. Б. Вассоевич (1948₁), М. Жинью (1952) и др. Крайнее выражение подобного понимания фации мы находим у Б. П. Марковского (1948), который выделяет даже самостоятельную «фацию размыва», соответствующую обстановке «отрицательной седиментации» Н. Б. Вассоевича (1948₁).

Такое ограничение понятия фации лишь одними физико-географическими условиями накопления осадков без учета вещественного состава самих осадков, изучение которого только и может дать правильное представление об условиях их образования, по нашему мнению, является ошибочным.

Другая группа исследователей при выделении фаций руководствуется не только физико-географическими условиями образования осадков, но и их вещественным составом. Среди советских геологов эта точка зрения имеет наибольшее число сторонников.

Так, академик М. А. Усов (цитировано по Н. Б. Вассоевичу, 1948₁) определяет фацию как «совокупность свойств горной породы, образовавшейся при определенном комплексе условий, которые наложили отпечаток на ее физиономию».

Ю. А. Жемчужников (1948₂) под ископаемой фацией подразумевает «совокупность признаков осадка и условий их образования».

Е. В. Шанцер (1948) определяет фацию, по отношению к новейшим отложениям, как «парагенезис осадочных пород, соответствующий определенному типу физико-географической обстановки земной поверхности и характеризующий определенный ее участок».

Э. Ог (1914) под термином «фация» подразумевает «совокупность литологических и палеонтологических особенностей слоя в определенном месте».

Сходное определение ископаемой фации, как указывалось выше, дает Д. В. Наливкин.

Перечень аналогичных формулировок термина «фация» можно было бы продолжить, однако и приведенных высказываний достаточно, чтобы убедиться в важной роли вещественного состава отложений, которая отводится исследователями этой группы при определении термина «фация».

Наконец, третья группа исследователей, учитывая существующий разнобой в определении фации, предлагает различать литофации, если выделение их основывается на вещественном составе отложений, биофации, если за основной признак принимаются особенности биоценоза и т. д.

Наиболее четко этот принцип подразделения фаций изложен в работе В. Е. Хаина (1950₁). Такого же принципа придерживается, по существу, и В. И. Попов (1950), выделяющий соподчиненные друг другу

фациальные единицы разного порядка — геофизические фации, климатические, петрографические и др.

Г. И. Теодорович (1950) определяет фацию как «закономерный комплекс петрографических, палеонтологических и геохимических особенностей отложений, выражающий палеогеографическую и геохимическую обстановку осадконакопления и диагенеза осадка»; при этом он также выделяет фации разного порядка — макрофации и др.

Л. В. Пустовалов (1933), а вслед за ним Г. И. Теодорович (1949), вводят понятие о геохимических фациях, исходя из палеогеохимических условий (pH, чН и другие показатели), господствовавших в зоне осадконакопления.

Г. А. Максимович (1942) выделяет гидрохимические фации речных вод, подразумевая под этим участки русла реки, характеризующиеся преобладанием каких-либо одних растворенных веществ.

Некоторые исследователи говорят о нефтеносных (В. В. Вебер, 1947), железорудных (Н. М. Страхов, 1947₂), фосфатных (А. В. Казаков, 1939) и других фациях в зависимости от вида полезного ископаемого, связанного с теми или иными отложениями.

Таким образом, даже краткий обзор имеющихся представлений о фациях свидетельствует об отсутствии общепринятой точки зрения по этому вопросу.

В связи с этим выявляется необходимость предпослать рассмотрению конкретного материала по Ферганской депрессии общее определение термина «фация», которое нам представляется наиболее правильным.

Под ископаемой фацией мы подразумеваем горные породы, слагающие одну или различные секции стратиграфического разреза, одинаковые или близкие по своему вещественному составу и условиям образования. Выделение вещественного состава отложений в качестве важного и обязательного критерия при фациальном анализе является совершенно необходимым, поскольку литолог в своей работе имеет дело с конкретными материальными объектами. Без тщательного и всестороннего изучения этих материальных объектов (отложений) нельзя сколько-нибудь обоснованно говорить об условиях их образования. Очевидно, что в фациальном плане при анализе вещественного состава отложений следует исключить все встречающиеся в них новообразования, возникшие в стадию эпигенеза.

После этих замечаний перейдем к рассмотрению фаций верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии. Среди отложений верхнего мела и палеогена здесь могут быть выделены карбонатные, сульфатные, глинистые и собственно обломочные фации.

КАРБОНАТНЫЕ ФАЦИИ

Несмотря на многочисленные работы, посвященные карбонатным породам, вопрос об их классификации и номенклатуре остается все еще предметом оживленных дискуссий. Ряд исследователей, в частности, М. Э. Ноинский (1913), М. В. Муратов(1940), Г. И. Теодорович (1935), Н. В. Фролова (1939) и др. в разное время предложили свои классификации карбонатных пород, основанные на количественных соотношениях двух или трех компонентов (кальцит, доломит и «глина»), слагающих породу.

Однако наблюдающийся разнобой в терминологии карбонатных пород, который сплошь и рядом встречается при их описании в литературе, указывает на отсутствие общепринятой схемы классификации, которая положила бы конец такому ненормальному положению, когда од-

на и та же порода, в зависимости от индивидуальных вкусов исследователей, определяется то как «доломитизированный известняк», то как «доломит», то как «доломитовый известняк» и т. д.

Из предложенных классификаций карбонатных пород наиболее простой и удобной нам представляется классификация М. Э. Ноинского и отчасти М. В. Муратова, которые мы приводим в табл. 5 совместно с классификацией, принятой нами в данной работе.

Таблица 5

Наименование породы	Содержание $CaCO_3$ в %		Содержание $CaCO_3$ в %	Молекулярное отношение $\frac{CaCO_3}{MgCO_3}$
	Ноинский	Муратов	Габрильян	
Известняк	95—100	80—100	90—100	> 17,5
Доломитистый известняк	—	—	80—90	5,35—17,5
Доломитовый известняк	50—95	50—80	50—80	2,85—5,35
Известковый доломит	—	20—50	30—50	1,80—2,85
Известковистый доломит	5—50	—	10—30	1,21—1,80
Доломит	0—5	0—20	0—10	1,0—1,21

Наряду с описанием карбонатных фаций Ферганской депрессии, ниже приводятся данные по этому типу отложений, развитому в соседних аккумулятивных областях Средней Азии — в Приташкентской и Южно-таджикской депрессиях. Такой территориальный охват позволяет сравнивать закономерности, намечающиеся по карбонатным фациям Ферганы, с данными других областей Средней Азии и, таким образом, проверить правильность сделанных выводов.

Как видно из табл. 6, карбонатные породы Ферганы по своему вещественному составу подразделяются на ряд подтипов.

Первый из них, подтип 1-а, охарактеризованный 21 анализом, представляет собою почти чистые разности известняков без каких-либо заметных примесей в них обломочного материала, гипса и т. д. Молекулярное отношение $CaCO_3 : MgCO_3$ здесь, за весьма редкими исключениями, значительно больше 17,5, что по принятой нами классификации (1944) позволяет относить эти породы к чистым известнякам, не содержащим доломита. На рис. 26 приведены типичные примеры кривых нагревания описываемого подтипа пород (обр. 716, 905, 1302), на которых весьма четко выделяется эндотермический эффект, соответствующий диссоциации кальцита (850—925°).

Достаточно четко от указанных известняков обособляется следующий подтип 1-б, охарактеризованный 10 образцами. Различия эти прежде всего сказываются в содержании терригенных компонентов, количество которых, судя по SiO_2 и Al_2O_3, почти всегда больше 5%. Эта группа карбонатов так же, как и предыдущая, практически не содержит гипса. Просматривая молекулярные отношения $CaCO_3 : MgCO_3$, можно убедиться, что эти отношения в данной группе пород подвержены более заметным колебаниям. Наряду с известняками, здесь встречаются карбонаты с отношением $CaCO_3 : MgCO_3$ равным 2,95, которые, строго говоря, относятся уже к группе доломитовых известняков. Повышенное содержание MgO

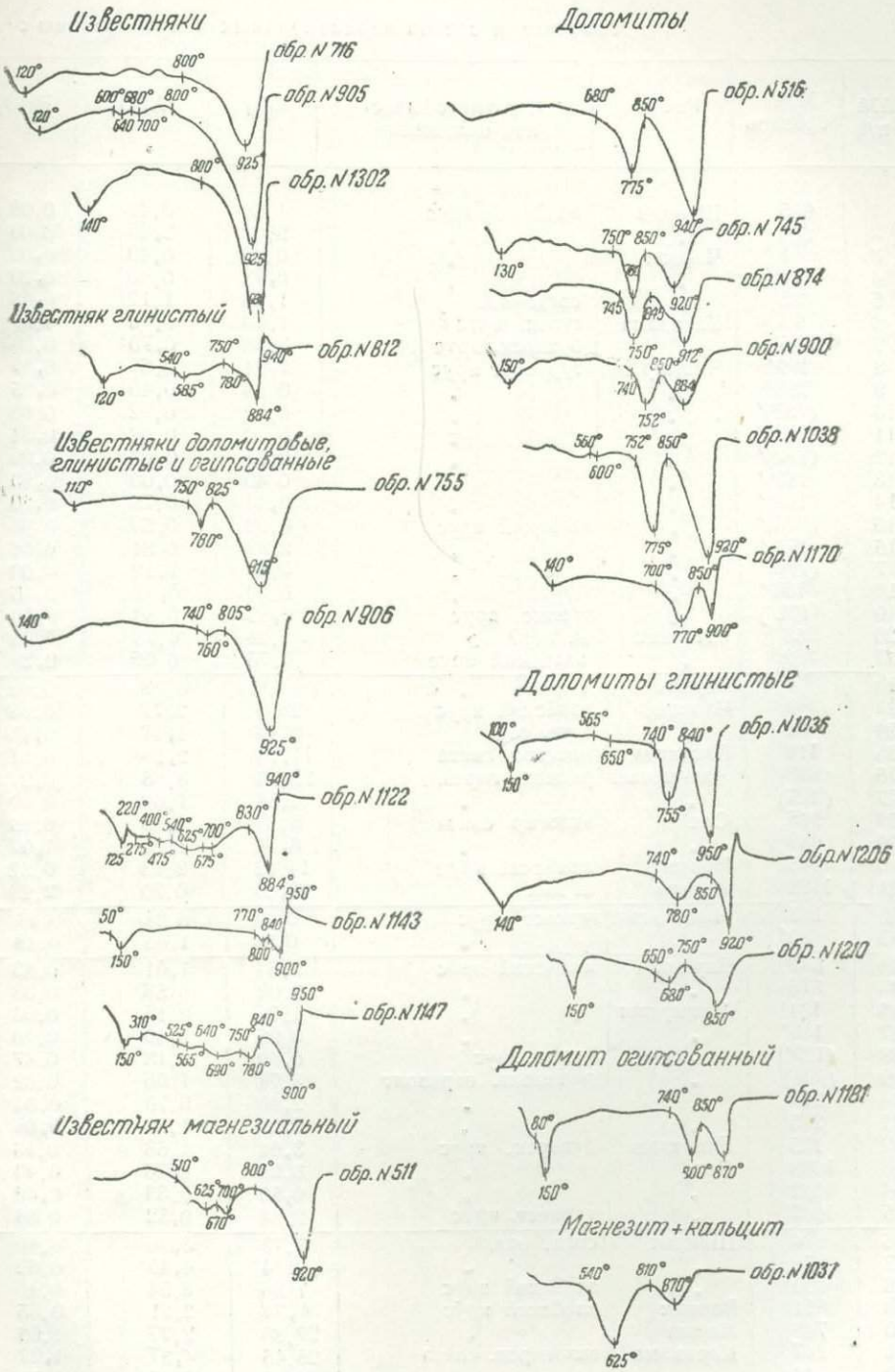


Рис. 26. Кривые нагревания карбонатных пород.

Химический состав верхнемеловых и палеогеновых

№№ п/п	№№ образцов	Район	Стратиграфическое положение	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
1	905	Шайдан	алайский ярус	1,50	0,44	0,00
2	906	„	„	2,02	2,85	0,00
3	1	Чарвак	„	0,40	0,40	0,00
4	14	„	„	0,72	0,90	0,00
5	25	„	согд. отд.	1,56	1,17	0,13
6	95	Караалма	сузак. ярус	1,50	0,60	0,00
7	105	„	бухарск. ярус	3,66	0,70	0,00
8	189′	Чангырташ	туркест. ярус	1,84	0,69	0,30
9	188′	„	„	0,88	0,40	0,15
10	(187)′	„	„	0,52	0,92	0,00
11	184′	„	„	3,10	0,68	0,24
12	(182)′	„	„	0,74	0,00	0,00
13	(182)′	„	„	0,40	0,00	0,00
14	(182)′	„	„	0,44	0,75	0,20
15	(176)′	„	алайский ярус	0,90	0,57	0,04
16	171′	„	„	2,88	0,34	0,04
17	(170)′	„	„	0,46	1,12	0,00
18	166′	„	„	0,60	0,47	0,15
19	(132′)	„	сузакс. ярус	0,82	0,00	0,00
20	268	Наукат	н. мел?	1,24	0,73	0,00
21	352	„	алайский ярус	0,76	0,06	0,21
22	7	Чарвак	„	14,8	0,28	0,42
23	9	Чарвак	алайский ярус	28,6	2,77	0,08
24	31	„	согд. отд.	5,48	1,47	0,13
25	114	Караалма	пестроц. свита	11,74	2,19	0,21
26	(205)	Чангырташ	радиол. гориз.	29,24	3,18	0,27
27	(215)	„	„	4,88	1,62	0,09
28	945	Сох	экзогир. свита	5,34	1,15	0,69
29	943	„	„	6,54	1,20	1,07
30	745	Нарын	алайский ярус	14,12	2,13	0,32
31	1122	Исфара	н. мел	26,20	0,70	2,20
32	183′	Чангырташ	туркест. ярус	0,48	0,24	0,13
33	182′	„	„	0,64	1,06	0,18
34	512	Варзык	алайский ярус	2,54	1,01	0,63
35	516	„	„	3,02	0,56	0,38
36	164′	Чангырташ	„	1,76	0,16	0,03
37	162′	„	„	3,26	1,49	0,10
38	(120′)	„	бухар. ярус	0,50	0,13	0,47
39	(198)	„	радиолит. горизонт	3,74	1,06	0,02
40	212	„	„	2,40	0,79	0,34
41	215	„	„	2,80	1,34	0,04
42	165	Ялпакташ	бухарск. ярус	3,04	1,63	0,13
43	1038	Сох	„	0,26	0,36	0,40
44	1042	„	„	0,50	0,33	0,80
45	1082	„	туркест. ярус	2,34	0,52	0,88
46	874	Шайдан	согд. отд.	7,73	3,96	0,69
47	878	„	„	9,74	4,49	0,62
48	900	„	алайский ярус	7,86	3,54	0,45
49	511	Варзык	алайский ярус	4,74	2,21	0,65
50	743	Нарын	„	27,85	2,77	1,06
51	147	Караалма	экзогиров. свита	28,46	4,37	1,22
52	148	„	„	14,46	0,90	0,00
53	177′	Чангырташ	алайский ярус	13,86	1,87	0,08
54	170′	„	„	9,50	2,30	0,86
55	(161′)	„	„	10,90	1,80	0,29

Таблица 6

карбонатных пород Ферганской депрессии (1950 г.)

FeO	TiO_2	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	CO_2	SO_3
0,00	—	0,03	0,03	53,46	0,50	43,84	0,03
0,00	—	0,03	0,12	42,98	7,42	43,84	0,28
—	—	следы	0,00	55,00	0,62	43,25	0,08
—	—	„	следы	51,37	2,79	42,40	0,61
—	—	0,00	„	52,20	0,58	41,05	0,10
—	—	„	„	55,04	0,43	42,00	0,08
—	—	„	0,00	53,00	0,65	41,15	0,16
0,07	—	—	„	54,00	0,34	42,08	0,14
0,04	—	0,03	„	54,40	0,36	42,03	0,06
0,00	—	—	„	55,00	0,47	43,12	
0,07	—	0,02	„	52,50	0,69	40,91	0,03
0,17	—	—	„	54,00	1,16	42,35	0,15
0,06	—	—	„	55,00	0,36	43,24	0,25
0,04	—	—	„	54,20	0,39	42,73	0,13
0,31	—	0,02	„	54,70	0,47	—	0,23
0,10	—	0,01	„	52,30	1,30	—	0,19
0,09	—	—	„	54,20	0,36	42,36	0,05
0,14	—	0,02	„	54,90	0,22	—	0,12
0,09	—	—	„	54,20	0,62	42,88	0,37
—	—	0,07	следы	53,50	0,69	43,62	0,06
—	—	0,00	0,03	54,62	0,69	43,06	0,09
—	—	следы	0,10	46,41	0,76	36,06	0,09
—	—	следы	0,05	37,64	0,80	23,97	0,06
—	—	—	следы	51,37	1,23	40,03	0,10
—	—	0,00	„	46,41	1,40	36,63	0,07
0,35	—	0,05	0,11	27,30	6,84	—	0,29
0,24	—	0,03	0,00	48,30	2,75	—	0,49
0,48	0,00	0,16	0,07	43,50	7,42	40,26	0,17
0,33	„	0,22	0,15	43,20	6,96	39,71	0,30
0,05	следы	0,16	0,04	42,50	3,98	34,98	0,24
0,22	—	0,15	0,03	32,20	3,65	26,29	0,12
0,03	—	0,02	0,00	53,70	0,72	42,13	1,74
0,07	—	0,02	„	51,00	2,25	40,40	3,61
0,00	—	0,25	0,11	42,00	10,17	42,68	0,17
0,00	0,00	0,10	0,05	31,20	19,30	43,78	0,20
0,17	—	0,03	0,11	35,90	16,07	—	0,34
0,17	—	0,03	0,09	32,20	16,87	—	0,37
0,35	—	—	0,00	40,45	15,00	41,24	0,89
0,51	—	0,06	0,00	35,60	14,88	—	0,67
—	—	0,00	0,11	41,18	11,43	43,29	0,16
—	—	0,07	следы	42,31	10,35	42,18	0,27
—	—	0,00	„	30,00	19,88	44,40	0,08
0,00	0,00	0,10	0,02	32,90	19,73	44,35	0,11
0,00	„	0,06	0,03	36,25	15,50	44,33	0,20
0,00	„	0,15	0,05	40,69	10,10	39,37	0,34
0,06	—	0,27	0,08	30,38	12,80	39,60	0,15
0,06	—	0,18	0,03	26,60	16,63	39,82	0,08
0,09	—	0,07	0,13	27,16	16,62	39,82	0,42
0,18	0,00	0,29	0,26	31,30	15,06	39,60	0,38
0,15	следы	0,40	0,11	24,50	11,45	29,37	0,27
—	—	следы	следы	22,64	12,31	28,86	0,15
—	—	0,31	„	33,54	10,68	38,07	0,09
0,21	—	0,05	0,17	30,50	13,40	—	0,64
0,03	—	0,01	0,27	28,70	15,27	—	0,43
0,16	—	0,03	0,19	29,25	15,89	—	0,59

№№ п/п	№№ образцов	Район	Стратиграфическое положение	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
56	(161′)	„	„	10,68	2,36	0,34
57	(206)	„	радиолит. горизонт	13,02	5,10	0,70
58	(208)	„	„	9,65	3,17	0,01
59	157	Ялпакташ	бухар. ярус	6,30	0,40	0,00
60	168	„	„	6,44	1,94	0,46
61	187	„	алайский ярус	2,38	2,65	0,04
62	255	Чангырташ	В. мел	22,50	11,86	1,05
63	286	Наукат	Н. мел.	7,14	7,40	0,71
64	345	„	бухарский ярус	28,34	8,89	2,31
65	297	„	экзогиров. свита	14,14	10,88	1,72
66	960	Сох	В. мел	25,68	2,76	0,67
67	973	„	„	27,40	4,04	1,15
68	1004	„	„	28,61	3,74	0,55
69	1012	„	„	9,34	1,84	0,36
70	1015	„	„	31,24	6,54	1,00
71	1018	„	„	19,36	3,13	0,89
72	1036	„	бурхарск. ярус	7,30	2,24	2,49
73	1065	„	алайский ярус	8,44	1,59	0,96
74	1147	Исфара	В. мел.	19,94	6,75	1,91
75	1149	„	„	21,40	7,91	1,58
76	1170	„	„	21,84	6,01	0,33
77	1206	Исфара	бухарс. ярус	18,92	9,91	1,67
78	755	Нарын	алайский ярус	5,30	1,22	1,14
79	(140′)	Чангырташ	сузак. ярус	0,60	0,89	0,23
80	(136′)	„	„	1,24	0,78	0,70
81	120′	„	бухар. ярус	0,82	0,06	0,61
82	118′	„	„	1,36	0,49	0,01
83	117′	„	„	0,80	0,96	0,02
84	115′	„	„	1,46	1,12	0,04
85	175	Ялпакташ	„	2,26	2,95	0,63
86	1083	Сох	турк. ярус	1,22	0,65	1,08
87	1210	Исфара	бухар. ярус	4,00	1,46	0,04
88	1037	Сох	„	3,16	0,36	1,08

в этих случаях трудно отнести лишь за счет магнезиальных силикатов и алюмосиликатов; последние могут присутствовать в виде терригенных включений, однако общее количество подобных включений сравнительно невелико — 8—10%. В тех же случаях, когда количество включений возрастает до 30%, как показывают молекулярные отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ (13 : 1; 65 : 1) и изучение шлифов, обломочный материал состоит главным образом из зерен кварца. В связи с этим повышенное содержание MgO для данной группы известняков приходится относить за счет присутствия в них доломита, что подтверждается и результатами изучения шлифов. Под микроскопом крабонаты эти выглядят как мелкозернистые, нередко пелитоморфные известняки с малой пористостью и характерными сечениями ромбоэдров доломита в общей кальцитовой массе. Таким образом, в данном подтипе, наряду с известняками, обогащенными обломочным материалом, встречаются, хотя и реже, доломитистые и доломитовые

Продолжение табл. 6

FeO	TiO_2	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	CO_2	SO_3
0,06	—	0,03	0,35	28,20	15,89	—	0,61
0,53	—	0,08	0,13	25,95	15,01	—	0,36
0,45	—	0,10	0,12	31,10	13,47	—	0,27
—	—	0,30	следы	30,71	18,83	40,86	0,05
—	—	следы	0,04	28,44	19,19	42,96	0,09
—	—	0,12	следы	30,64	18,76	44,40	0,38
—	—	0,21	0,08	22,64	7,79	32,30	0,11
—	—	0,21	0,08	30,25	12,05	40,96	0,28
—	—	0,12	0,08	17,45	11,19	23,42	0,47
—	—	0,07	0,03	28,02	9,38	34,43	0,29
0,23	0,70	0,54	0,08	21,60	14,99	30,91	0,06
0,25	0,72	0,37	0,07	21,35	10,50	32,01	0,17
0,88	0,89	0,36	0,09	22,92	12,10	26,48	0,28
0,34	0,31	0,31	0,12	29,34	15,90	38,60	0,09
0,00	0,77	0,14	0,05	22,20	9,40	26,51	0,04
0,32	0,73	0,20	0,09	23,08	16,36	32,56	0,06
0,00	следы	0,20	0,07	27,10	17,78	39,16	0,19
0,00	0,36	следы	0,09	29,52	14,90	38,17	0,54
0,15	—	0,08	0,05	21,70	14,66	31,63	0,22
0,00	—	0,18	0,23	18,52	13,50	29,37	0,54
1,33	—	0,47	0,09	21,42	13,33	29,48	0,25
1,05	—	0,27	0,23	20,02	13,83	29,42	0,45
0,65	следы	0,27	0,04	30,70	16,91	39,60	2,20
0,17	—	—	0,00	37,00	14,95	42,16	2,16
0,10	—	—	„	34,05	18,19	42,44	1,60
0,27	—	0,03	„	32,80	12,13	—	11,18
0,19	—	0,03	„	30,90	15,79	—	10,05
0,19	—	0,03	0,08	32,00	15,60	—	6,99
0,10	—	0,03	0,00	33,40	12,51	—	11,54
—	—	0,00	следы	30,28	16,08	39,85	5,49
0,00	0,00	0,04	0,03	33,00	15,20	39,59	3,15
0,00	—	0,07	0,03	29,82	12,42	26,84	17,54
0,51	следы	0,17	0,03	31,35	18,83	38,61	1,14

известняки, также обогащенные терригенными включениями. На условиях образования их мы остановимся ниже при общем рассмотрении генезиса всех фациальных подтипов карбонатных пород. Кривые нагревания, характерные для этих карбонатов, приведены на рис. 26 (обр. 755, 906, 1122 и др.).

Последней разновидностью известняковых пород, относимой нами к подтипу I-в, являются известняки, содержащие в среднем около 3% гипса, при почти полном отсутствии в них обломочного материала. Эта разновидность карбонатов встречается весьма редко. Для Ферганы она отмечена нами лишь в двух случаях.

По сравнению с тремя предыдущими подтипами намечаются существенные отличия в вещественном составе пород и трех последующих подтипов.

№№ п/п	№№ образцов	Район	Стратиграфическое положение	H_2O при 105°С	п.п. прокалив.	п. п. прок. после 10% HCl	Сумма в процентах
1	905	Шайдан	алайский ярус	0,10	44,00	0,01	100,04
2	906	„	„	0,08	44,48	0,16	100,18
3	1	Чарвак	„	0,24	—	0,20	100,25
4	14	„	„	1,12	—	0,00	99,91
5	25	„	согд. отд.	1,18	—	0,00	100,07
6	95	Караалма	сузак. ярус	0,28	—	0,10	100,03
7	105	„	бухарск. ярус	0,58	—	0,11	100,01
8	189′	Чангырташ	туркест. ярус	0,36	42,88	—	99,82
9	188′	„	„	0,10	43,48	1,24	99,77
10	(187)′	„	„	0 18	43,20	—	100,21
11	184′	„	„	0,48	41,84	0,30	99,15
12	(182)′	„	„	0,32	43,76	—	98,89
13	(182′)	„	„	0,38	43,70	—	99,69
14	(182′)	„	„	0,20	43,80	—	99,07
15	(176′)	„	алайский ярус	0,19	43,20	0,02	100,13
16	171′	„	„	1,48	42,56	0,78	99,72
17	(170′)	„	„	0,20	43,64	—	98,84
18	166′	„	„	0,89	43,64	0,00	100,26
19	(132′)	„	сузакс. ярус	0,54	43,60	—	99,52
20	268	Наукат	Н. Мел?	0,22	—	0,00	100 13
21	352	„	алайский ярус	0,34	—	0,08	99,94
22	7	Чарвак	„	0,76	—	0,36	100,04
23	9	Чарвак	алайский ярус	0,56	—	0,47	100,02
24	31	„	согд. отд.	0,32	—	0,09	100,22
25	114	Караалма	пестроц. свита	1,20	—	0,23	100,08
26	(205)	Чангырташ	радиол. гориз.	0,38	29,56	2,82	97,53
27	(215)	„	„	0,38	41,34	—	99,76
28	945	Сох	экзогир. свита	0,56	40,76	—	99,74
29	943	„	„	0,60	40,60	—	100,57
30	745	Нарын	алайский ярус	0,58	36,92	—	100,46
31	1122	Исфара	Н. Мел	4,30	34,00	2,28	99,47
32	183′	Чангырташ	туркест. ярус	0,86	43,08	0,56	100,09
33	182′	„	„	0,34	41,36	0,52	99,17
34	512′	Варзык	алайский ярус	0,50	43,68	—	100,56
35	516′	„	„	0,70	45,08	—	99,90
36	164′	Чангырташ	„	0,28	43,54	—	98,51
37	162′	„	„	3,66	45,50	0,46	99,98
38	(120′)	„	бухар. ярус	0,26	42,00	—	99,28
39	(198)	„	радиолит. гориз.	0,42	43,92	0,00	100,46
40	212	„	„	0,32	—	0,23	100,25
41	215	„	„	0,54	—	0,24	100,14
42	165	Ялпакташ	бухар. ярус	0,28	—	0,37	99.81
43	1038	Сох	„	0,16	45,60	—	99,48
44	1042	„	„	0,72	46,34	0,00	100,01
45	1082	„	туркест. ярус	0,90	44,95	2,38	100,02
46	874	Шайдан	согд. отд.	0,62	42,36	0,19	98,48
47	878	„	„	0,84	41,90	0,62	100,33
48	900	„	алайский ярус	1,10	42,80	1,88	99,14
49	511	Варзык	алайский ярус	0,96	43,80	—	98,87
50	743	Нарын	„	1,40	31,32	—	99,61
51	147	Караалма	экзогиров. свита	1,56	—	0,24	99,71
52	148	„	„	1,12	—	0,37	99,54
53	170′	Чангырташ	алайский ярус	0,58	38,86	0,00	99,64
54	177′	„	„	1,37	42,20	—	99,57
55	(161′)	„	„	0,84	31,91	0,00	99,01
56	(161′)	„	„	1,04	41,45	—	99,97
57	(206)	„	радиолит. гориз.	1,03	38,00	0,73	98,88
58	(208)	„	„	0,05	40,00	0,54	98,34
59	157	Ялпакташ	бухар. ярус	2,60	—	0,17	100,22

Продолжение табл. 6

Молек. отнош. $SiO_2 : Al_2O_3$	В процентах				Молек. отнош. $CaCO_3 : MgCO_3$	$\frac{FeO}{FeO+Fe_2O_3}100$	Фациальный подтип
	$SiO_2+Al_2O_3$	$Ca\,CO_3$	$CaMg(CO_3)_2$	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$			
6 : 1	1,94	96,5	—	0,20	—	—	
1 : 1	4,87	63,5	34,20	0,60	4,3	—	
2 : 1	0,80	96,0	2,80	0,20	62,5	0	
1 : 1	1,62	83,0	13,00	1,32	12,5	0	
5 : 1	4,83	91,5	2,65	0,21	64,2	10	
4 : 1	2,10	94,5	2,00	0,20	79,1	0	
9 : 1	4,36	93,1	3,00	0,40	55,5	0	
5 : 1	2,53	94,5	1,50	0,32	12,00	30	
4 : 1	1,24	94,5	2,15	0,12	79,0	21	
1 : 1	1,48	96,2	2,20	—	80,0	—	
8 : 1	3,74	90,2	3,20	0,06	50,5	22	Ia
—	0,78	86,0	5,40	0,38	29,5	100	
—	0,40	96,5	1,65	0,64	108,0	100	
1 : 1	1,19	96,2	1,80	0,28	100,2	20	
3 : 1	1,47	96,2	2,15	0,50	81,0	89	
14 : 1	3,22	91,8	6,00	0,41	28,6	72	
—	1,58	97,1	1,65	0,12	108,0	100	
2 : 1	1,07	98,2	1,00	0,26	165,5	48	
—	0,82	95,6	2,85	0,84	62,0	100	
3 : 1	1,97	96,0	3,00	0,12	56,0	—	
22 : 1	0,82	95,5	3,20	0 21	56,0	—	
92 : 1	15,08	79,0	3,50	0,20	42,0	—	
18 : 1	31,39	62,8	3,70	0,12	32,0	—	
6 : 1	6,95	88,1	5,70	0,21	28,5	—	
9 : 1	13,93	78,0	6,50	0,16	22,5	—	Iб
13 : 1	33,12	33,6	31,00	0,63	2,95	56	
5 : 1	6,50	80,2	12,60	1,10	12,4	73	
8 : 1	6,49	55,4	34,00	0,37	3,95	41	
9 : 1	7,74	56,0	32,00	0,65	4,15	23	
11 : 1	16,25	69,0	18,40	0,53	6,5	14	
65 : 1	26,90	42,2	16,80	0,26	5,5	9	
3 : 1	0,72	92,8	3,30	3,76	52,2	19	Iв
1 : 1	1,70	81,8	10,50	7,80	15,1	28	
4 : 1	3,55	45,0	47,00	0,37	2,72	0	
9 : 1	3,58	4,0	88,50	0,44	1,07	0	
19 : 1	1,92	17,2	74,50	0,74	1,38	85	
4 : 1	4,75	9,2	78,00	0,80	1,18	63	
7 : 1	0,63	19,0	69,50	1,90	1,47	42	
6 : 1	4,80	22,5	69,40	1,45	1,56	96	
5 : 1	3,19	42,2	52,50	0,35	2,43	—	IIa
4 : 1	4,14	44,5	48,20	0,58	2,64	—	
3 : 1	4,67	—	92,50	0,20	1,00	—	
1 : 1	0,62	—	91,50	0,24	1,00	0	
3 : 1	0,88	23,0	72,00	0,43	1,56	0	
8 : 1	2,86	39,1	46,50	0,73	2,50	0	
3 : 1	11,69	26,6	59,00	3,25	1,80	8	
4 : 1	14,23	7,6	77,00	0,20	1,19	9	
4 : 1	11,40	7,6	77,00	0,90	1,19	17	
4 : 1	6,95	15,1	69,30	0,85	1,39	21	
17 : 1	30,62	10,0	53,00	0,60	1,35	12	
11 : 1	32,83	—	57,00	0,33	1,00	—	
28 : 1	15,36	34,5	49,50	0,21	2,20	—	
13 : 1	15,73	18,6	62,00	1,38	1,52	72	
7 : 1	11,80	15,4	71,00	1,93	1,36	3	
10 : 1	12,70	7,6	74,00	1,28	1,16	35	
8 : 1	13,04	11,5	74,00	1,32	1,26	15	
4 : 1	18,12	8,0	69,50	0,78	1,18	43	
5 : 1	12,82	25,3	62,00	0,58	1,70	98	
27 : 1	6,70	—	87,50	0,12	1,00	—	

№№ п/п	№№ образцов	Район	Стратиграфическое положение	H_2O при 105°С	п. п. прокалив.	п.п. прок. после 10% HCl	Сумма в процентах
60	168	»	»	0,24	—	0,00	99,80
61	187	»	алайский ярус	0,36	—	0,56	100,29
62	255	Чангырташ	В. мел.	0,70	—	0,76	100,00
63	286	Наукат	Н. мел.	1,06	—	0,00	100,14
64	345	»	бухарский ярус	7,60	—	0,10	99,97
65	297	»	экзогиров. свита	1,16	—	0,00	100,12
66	960	Сох	В. мел.	0,26	32,78	0,16	99,80
67	973	»	»	1,53	34,70	0,82	100,76
68	1004	»	»	0,88	29,27	0,37	99,62
69	1012	»	»	0,34	41,16	0,40	99,12
70	1015	»	»	0,86	28,24	0,00	99,64
71	1018	»	»	0,50	35,24	0,21	99,43
72	1036	»	бухарск. ярус	1,16	43,20	—	100,56
73	1065	»	алайский ярус	2,08	42,50	0,57	98,92
74	1147	Исфара	В. мел	1,76	35,24	1,14	100,70
75	1149	»	»	3,06	35,80	0,87	99,65
76	1170	»	»	1,62	33,64	2,54	98,71
77	1206	Исфара	бухарск. ярус	2,52	34,20	1,62	100,56
78	755	Нарын	алайский ярус	1,00	42,00	—	100,33
79	(140′)	Чангырташ	сузакс. ярус	0,16	43,76	—	98,32
80	(136′)	»	»	0,24	43,32	—	99,84
81	120′	»	бухарск. ярус	5,31	42,38	0,00	99,15
82	118′	»	»	4,62	41,32	»	100,54
83	117′	»	»	4,27	41,19	—	97,86
84	115′	»	»	4,72	39,00	0,98	99,09
85	175	Ялпакташ	»	2,24	—	0,19	99,97
86	1083	Сох	турк. ярус	1,00	44,90	0,41	99,27
87	1210	Исфара	бухарск. ярус	7,60	36,16	0,03	99,85
88	1037	Сох	»	2,36	42,88	—	99,51

Первый из них, подтип II-а, охарактеризован 12 анализами. Как видно из табл. 6, он практически представляет собой доломиты без включений терригенного материала и гипса. Как показывают молекулярные отношения $CaCO_3 : MgCO_3$ (от 1,00 до 2,72), а также термограммы (см. рис. 26) и изучение шлифов, основной составной частью пород является доломит.

В отличие от них доломиты подтипа II-б (32 анализа) весьма заметно обогащены обломочным материалом; среднее содержание $SiO_2+Al_2O_3$ в них составляет 12—14%. Кривые нагревания этой разновидности доломитов (см. рис. 26, обр. 1036, 1206, 1210) свидетельствуют о наличии здесь, наряду с характерными для доломита эндотермическими эффектами (740—755 и 840—950°), также эндотермических эффектов, связанных с выделением адсорбционной воды (100—150°), и экзотермического эффекта (обр. № 1206), вызванного кристаллизацией аморфного вещества (940—950°). Кривые нагревания (об. № 812, 1122 и 1143), показывающие эндо-

Продолжение табл. 6

Молек. отнош. $SiO_2 : Al_2O_3$	В процентах				Молек. отнош. $CaCO_3 : MgCO_3$	$\frac{FeO}{FeO+Fe_2O_3}100$	Фациальный подтип
	$SiO_2+Al_2O_3$	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$			
6 : 1	8,38		89,00	0,21	1,00	—	
2 : 1	5,03	-	87,00	0,82	1,00	—	IIб
3 : 1	34,36	—	36,00	0,24	2,70	—	
2 : 1	14,54	34,9	55,70	0,60	2,00	—	
5 : 1	37,23	33,0	52,00	1,02	1,00	—	
2 : 1	25,02	—	43,00	0,63	2,30	—	
16 : 1	28,44	32,2	69,00	0,10	1,00	25	
12 : 1	31,44	—	48,50	0,40	1,80	18	
13 : 1	32,35	21,8	56,00	0,60	1,01	61	
9 : 1	11,18	0,8	73,00	0,20	1,20	49	
8 : 1	37,78	9,5	43,30	0,10	1,56	0	
1 : 1	22,49	13,8	75,20	0,10	1,00	26	
6 : 1	9,54	—	81,50	0,40	1,05	0	
9 : 1	10,03	12,1	68,50	1,10	1,32	0	
5 : 1	26,69	3,1	67,50	0,50	1,00	7	
5 : 1	29,31	—	64,00	1,10	1,00	0	
6 : 1	27,85	—	61,50	0,50	1,00	80	
3 : 1	28,83	—	68,30	1,00	1,00	39	
8 : 1	6,52	—	77,50	4,90	1,13	37	
1 : 1	1,49	6,0	78,50	4,70	1,12	42	
3 : 1	2,02	5,8	84,00	3,45	1,00	12	
24 : 1	0,88	—	56,00	24,20	1,00	31	IIв
5 : 1	1,85	—	73,00	21,80	1,00	95	
1 : 1	1,76	—	72,00	15,00	1,00	91	
2 : 1	2,58	—	58,00	24,80	1,00	71	
1 : 1	5,21	—	74,00	11,80	1,22	—	
3 : 1	1,87	9,5	71,00	6,80	1,39	0	
5 : 1	5,46	13,8	57,00	38,20	1,00	0	
15 : 1	3,52	47,5	—	2,5	—	32	III

термические эффекты при 585° и 625° (выделение H_2O из глинистых минералов) и экзотермические эффекты при 940° и 950° (кристаллизация аморфного вещества), соответствуют разностям известняков.

В целом для доломитов подтипа II-б так же, как и для предыдущего подтипа II-а, характерно отсутствие сколько-нибудь заметных примесей гипса.

Среднее молекулярное отношение $CaCO_3 : MgCO_3$, равное 1,32 (см. табл. 6), при крайних значениях данного коэффициента, колеблющихся от 1,00 до 2,70, показывает, что карбонаты подтипа II-б представляют собой доломиты без существенных примесей кальцита.

Следующим подтипом доломитовых образований являются доломиты, весьма сильно огипсованные и не содержащие, за весьма редким исключением, терригенных включений. Карбонаты данного подтипа охарактеризованы 10 анализами и выделены как подтип II-в. Типичной для рассмат-

Химический состав карбонатных пород Бухарского

№№ п/п	№№ образцов	Район	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
1	89	Актау	0,70	0,58	0,08	0,00
2	87	„ „	0,22	0,62	0,04	„
3	71	„ „	0,42	0,35	0,04	
4	69	„ „	1,10	0,58	0,11	
5	8/0	„ „	0,90	0,87	0,03	
6	88	„ „	0,44	0,76	0,00	0,00
7	85	„ „	0,26	1,18	0,08	0,00
8	27	Ширабад	0,24	0,12	0,08	—
9	25	„ „	0,68	0,39	следы	—
10	4	„ „	1,00	0,90	0,22	—
11	скв. 2 438 *м*	Учкизыл	3,37	—	—	—
12	31	Ширабад	7,58	0,01	0,08	0,01
13	скв. 2 433 *м*	Учкизыл	15,94	4,95		—
14	1/0	Актау	0,80	0,43	0,00	0,17
15	66	„ „	6,24	0,66	0,00	0,05
16	84	„ „	1,06	0,58	0,38	0,00
17	83	„ „	0,42	0,60	0,46	0,00
18	82	„ „	0,32	0,00	0,73	следы
19	80	„ „	0,40	0,55	0,04	
20	79	„ „	0,20	0,46	„	
21	78	„ „	0,22	0,29	0,08	
22	75	„ „	0,32	0,65	0,04	
23	70	„ „	0,36	2,58	0,31	
24	67	„ „	0,64	0,20	0,20	0,00
25	62	„ „	0,62	0,28	0,04	0,07
26	61	„ „	1,96	1,53	0,21	0,06
27	55	„ „	0,60	0,44	0,14	0,01
28	53	„ „	0,42	0,26	0,20	0,03
29	51	„ „	0,66	0,66	0,02	0,02
30	42	„ „	0,56	1,16	0,12	
31	41	„ „	0,94	0,58	0,20	
32	35	„ „	1,48	0,98	0 35	0,04
33	33	„ „	1,70	1,38	0,08	0,00
34	26	„ „	1,30	0,53	0,04	0,00
35	24	„ „	0,48	0,49	0,08	0,00
36	5	Ширабад	0,36	0,05	0,34	—
37	20	„ „	0,36	0,39	следы	—
38	23	„ „	0,72	0,09	0,17	—
39	глуб. 447 *м*	Учкизыл скв. 2	следы	следы		—
40	глуб. 455 *м*	„ „	—	—	—	—
41	глуб. 530 *м*	„ „	0,62	—	—	—
42	глуб. 563 *м*	„ „	0,55	—	—	—
43	36	Актау	3,54	2,71	0,27	
44	20	„ „	5,66	1,81	0,16	0,00
45	6	„ „	6,32	1,25	0,58	0,14
46	1	„ „	3,28	1,60	0,27	0,00
47	22	Ширабад	4,14	1,12	0,17	—
48	12	„ „	3,44	1,49	следы	—
49	2/0	Учкизыл скв. 13	4,02	2,00	0,39	—
50	глуб. 442 *м*	Учкизыл скв. 2	12,39	4,59		
51	72	Актау	0,80	0,61	0,08	
52	76	„ „	0,26	0,61	0,08	
53	73	„ „	0,44	0,55	0,04	
54	64	„ „	0,58	0,34	0,16	0,00
55	93	„ „	2,66	2,01	0,15	„

Таблица 7

яруса Южного Узбекистана (1950 г.)

TiO_2	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	CO_2	SO_3	H_2O при 105°C
—	0,00	—	53,60	0,32	43,68	0,39	0,63
—	»	—	55,10	0,07	44,20	0,13	0,12
—	0,01	—	54,90	0,50	43,60	0,23	0,20
—	»	—	54,40	0,54	43,34	0,16	0,20
—	следы	—	53,40	0,79	42,34	0,49	0,12
—	0,00	—	43,40	10,59	44,20	0,17	0,12
—	»	—	46,20	7,13	43,90	0,27	0,35
—	»	0,00	52,50	0,65	42,17	0,23	0,02
—	0,01	»	54,70	1,05	42,92	0,20	0,14
—	0,03	»	48,50	4,85	42,27	0,85	0,52
—	—	—	51,94	1,40	41,85	0,68	—
—	0,01	0,00	49,40	0,83	39,80	0,37	0,56
—	—	—	40,55	2,01	37,43	3,81	—
—	0,00	—	51,90	2,46	31,57	3,03	0,22
—	»	—	40,60	12,11	44,31	1,33	0,72
—	следы	—	34,00	17,38	44,42	0,68	0,26
—	»	—	32,00	18,50	43,80	1,22	1,60
—	0,01	—	32,20	18,24	45,03	0,73	1,06
—	»	—	33,00	18,46	46,52	0,56	0,08
—	следы	—	31,80	19,40	46,74	0,24	0,24
—	0,01	—	32,60	19,98	46,87	0,36	0,30
—	»	—	31,00	17,81	46,49	0,12	0,86
—	»	—	33,20	15,82	46,44	0,27	0,16
—	0,00	—	32,60	17,56	42,56	0,60	2,30
—	следы	—	32,40	17,37	46,16	0,07	0,42
—	0,00	—	30,30	17,92	44,96	0,81	0,24
—	следы	—	35,30	16,58	46,16	0,83	0,42
—	»	—	30,80	20,03	45,73	0,14	0,60
—	0,00	—	31,20	19,26	46,26	0,57	0,70
—	следы	—	30,30	19,51	46,02	0,25	0,50
—	»	—	31,80	19,81	46,09	1,23	0,24
—	0,01	—	29,60	19,48	45,37	0,76	0,22
—	0,02	—	28,20	19,66	44,44	0,22	0,92
—	0,01	—	29,30	18,79	43,23	0,29	1,82
—	»	—	29,40	20,28	45,62	0,30	1,06
—	»	0,00	39,60	12,13	42,71	0,93	0,28
—	»	»	32,00	18,83	45,51	0,12	0,04
—	0,04	»	32,10	19,75	45,30	0,58	0,00
—	—	—	31,44	21,63	47,26	0,05	—
—	—	—	31,56	21,58	46,76	0,38	—
—	—	—	29,33	21,29	47,96	0,44	—
—	—	—	29,11	21,60	48,00	0,70	—
—	следы	—	29,10	18,83	44,32	0,88	0,24
—	0,01	—	29,20	18,14	44,11	0,30	0,44
—	»	—	29,10	18,61	43,16	0,32	0,22
—	»	—	28,20	19,77	44,22	0,20	0,64
—	»	0,00	31,70	17,96	43,21	0,41	0,12
—	»	»	29,70	18,10	42,71	0,26	0,26
—	»	—	28,20	18,86	42,27	0,38	0,50
—	—	»	27,37	16,78	36,85	2,96	—
—	0,01	—	31,90	13,21	33,47	13,47	6,14
—	»	—	33,70	14,33	37,66	9,61	3,96
—	»	—	34,30	16,72	44,30	1,93	0,88
—	следы	—	32,70	19,55	43,25	1,73	0,14
—	0,00	—	28,00	17,91	41,04	4,36	0,35

№ п/п	№ образцов	Район	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
56	49	» »	1,14	0,58	0,08	0,03
57	9/0	» »	0,80	0,73	0,07	
58	7/0	» »	1,48	1,19	0,02	0,19
59	4/0	» »	0,66	0,30	0,10	
60	5/0	» »	0,60	0,56	0,14	
61	3/0	» »	0,44	0,46	0,14	
62	2/0	» »	0,68	0,33	0,17	
63	60	» »	0,50	0,88	0,12	0,00
64	5/0	Учкизыл скв. 13	1,86	0,28	0,13	—
65	3/0	» »	0,40	0,42	0,17	—
66	глуб. 449 *м*	Учкизыл скв. 2	0,20	—	—	—
67	453 *м*	» »	—	—	—	—
68	459 *м*	» »	0,49	0,49	—	—
69	472 *м*	» »	0,93	—	—	—
70	474 *м*	» »	0,17	—	—	—
71	480 *м*	» »	0,17	—	—	—
72	491 *м*	» »	0,17	—	—	—
73	499 *м*	» »	0,49	—	—	—
74	505 *м*	» »	0,32	—	—	—
75	522 *м*	» »	0,36	—	—	—
76	550 *м*	» »	0,38	—	—	—
77	564 *м*	» »	0,35	—	—	—
78	569 *м*	» »	0,35	—	—	—
79	590 *м*	» »	0,68	—	—	—
80	595 *м*	» »	0,57	—	—	—

Продолжение табл. 7

TiO_2	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	CO_2	SO_3	H_2O при 105°C
—	»	—	31,30	19,23	44,44	2,12	0,62
—	»	—	33,60	18,20	41,69	4,35	0,16
—	»	—	33,70	19,50	41,36	1,55	0,16
—	»	—	33,10	19,61	41,69	4,48	0,12
—	»	—	34,50	16,77	40,07	6,88	0,24
—	»	—	34,10	18,41	40,81	5,16	0,16
—	»	—	32,10	18,76	42,45	5,34	0,14
—	»	—	32,80	15,50	41,02	6,35	2,78
—	0,09	0,00	30,70	18,75	42,06	3,02	0,24
—	0,01	»	30,50	15,20	33,25	11,64	0,02
—	—	—	29,95	18,49	42,96	7,37	—
—	—	—	33,54	19,08	41,70	6,13	—
—	—	—	32,64	16,40	40,60	9,06	—
—	—	—	34,28	13,63	28,05	23,93	—
—	—	—	29,55	19,25	44,61	5,12	—
—	—	—	30,48	19,51	42,80	5,88	—
—	—	—	30,45	17,21	39,82	10,77	—
—	—	—	30,48	19,13	42,46	7,08	—
—	—	—	29 75	20,16	46,27	2,05	—
—	—	—	28,83	20,28	47,37	2,34	—
—	—	—	29,28	17,69	45,51	5,73	—
—	—	—	30,10	17,28	39,12	11,17	—
—	—	—	30,24	18,45	39,55	9,60	—
—	—	—	30,62	19,17	42,64	6,06	—
—	—	—	30,51	16,17	37,76	13,33	—

№№ п/п	№№ образцов	Район	п. п. прокалиован.	п. п. прокалиован. после 10% HCl	Сумма в процентах	Молекулярное отношение $SiO_2+Al_2O_3$
1	89	Актау	43,48	—	99,15	2:1
2	87	„ „	44,28	—	100,00	1:1
3	71	„ „	43,96	—	100,41	2:1
4	69	„ „	43,32	—	100,22	3:1
5	8/0	„ „	42,76	—	99,60	2:1
6	88	„ „	44,26	—	99,64	1:1
7	85	„ „	44,08	—	100,16	2:1
8	27	Ширабад	44,72	0,36	98,54	3:1
9	25	„ „	43,56	0,30	100,59	3:1
10	4	„ „	43,16	0,18	99,56	2:1
11	скв. 2 438 *м*	Учкизыл	—	—	99,24	—
12	31	Ширабад	40,78	0,34	99,06	—
13	скв. 2 433 *м*	Учкизыл	—	—	99,70	5:1
14	1/0	„ „	40,46	—	99,82	3:1
15	66	Актау	44,28	—	100,03	1:1
16	84	„ „	46,16	—	100,24	3:1
17	83	„ „	46,68	—	99,88	1:1
18	82	„ „	47,20	—	100,14	—
19	80	„ „	46,32	—	99,34	1:1
20	79	„ „	47,00	—	99,14	1:1
21	78	„ „	47,04	—	100,58	1:1
22	75	„ „	47,56	—	97,51	1:1
23	70	„ „	46,92	—	99,47	—
24	67	„ „	42,84	—	96,66	5:1
25	62	„ „	46,04	—	99,43	4:1
26	61	„ „	45,20	—	97,99	2:1
27	55	„ „	46,00	—	99,88	2:1
28	53	„ „	45,76	—	98,21	3:1
29	51	„ „	46,12	—	99,05	2:1
30	42	„ „	47,32	—	99,22	1:1
31	41	„ „	46,28	—	99,30	3:1
32	35	„ „	46,36	—	99,05	3:1
33	33	„ „	46,52	—	97,78	2:1
34	26	„ „	46,00	—	97,26	1:1
35	24	„ „	45,72	—	97,26	2:1
36	5	Ширабад	46,76	—	99,58	1:1
37	20	„ „	47,20	22	98,91	2:1
38	23	„ „	46,60	0,00	100,05	14:1
39	глуб. 447 *м*	Учкизыл	—	0,„	100,38	—
40	глуб. 455 *м.*	скв. 2	—	—	100,28	—
41	глуб. 530 *м*	„ „	—	—	99,64	—
42	глуб. 563 *м*	„ „	—	—	99,96	—
43	36	„ „	45,16	—	99,61	2:1
44	20	Актау	44,24	—	99,63	5:1
45	6	„ „	43,44	—	99,57	9:1
46	1	„ „	45,12	—	98,45	3:1
47	22	„ „	43,56	—	99,07	6:1
48	12	Ширабад	46,12	06	99,12	4:1
49	2/0	„ „	44,88	0,24	98,73	3:1
50	глуб. 442 *м*	Учкизыл скв. 13	—	0,38	100,95	5:1
51	72	Учкизыл скв. 2	39,40	—	98,69	2:1
52	76	Актау	41,60	—	100,20	1:1
53	73	„ „	46,08	—	100,07	1:1
54	64	„ „	43,28	—	98,45	3:1
55	93	„ „	43,12	—	98,21	2:1
56	49	„ „	44,08	—	99,44	3:1
57	9/0	„ „	41,68	—	99,70	2:1

Продолжение табл. 7

В процентах				Молекулярное отношение $CaCO_3:MgCO_3$	$\frac{FeO}{FeO+Fe_2O_3} \cdot 100$	Фациальный подтип
$SiO_2+Al_2O_3$	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$			
1,28	96,50	1,50	0,80	115,00	0	
0,84	98,50	0,30	0,30	5500,0	0	
0,77	96,50	2,30	0,50	80,00		
1,68	95,40	2,50	0,30	70,00		
1,77	93,80	3,60	1,00	48,00		I—а
1,20	48,80	48,60	0,40	2,80		
2,44	65,00	32,80	0,60	4,50		
0,36	94,60	3,00	0,50	57,00		
1,07	93,20	4 80	0,40	36,00		
1,90	73,00	22,40	1,82	6,80		
3,37	89,00	6,40	1,40	25,50	—	I—б
7,59	88,00	3,80	0,80	42,50	—	
20,89	61,50	9,40	8,20	12,60	—	I—в
1,23	73,5	11,20	6,60	13,80	—	
0,90	41,30	55,50	2,90	2,30	—	
1,64	14,40	80,00	1,50	1,30	0	
1,02	8,20	85,00	2,60	1,10	"	
0,32	11 50	84,00	1,60	1,20	"	
0,95	13,00	85,00	1,20	1,30		
0,66	9,60	89,00	0,50	1,20		
0,51	6,50	92,00	0,80	1,10		
0,98	17,50	81,50	0,30	1,40		
2,94	24,50	72,80	0,60	1,60		
0,84	7,50	80,80	1.30	1,10	0	
0,90	18,40	80,00	0,20	1,40	64	
3,49	13,00	82,00	1,80	1,30	22	II—а
1,04	22,20	76,10	1.80	1,50	7	
0,68	5,00	92 00	0,30	1,10	15	
1,32	9,40	88,5	1 20	1,20	50	
0,72	6,90	90,00	0,50	1,10	—	
1,51	5,00	91,00	2,70	1 05	—	
2,46	6,00	90,00	1,60	1,10	10	
3,03	3,20	91,00	0,50	1,04	0	
2,83	11,00	86,30	0,60	1,20		
0,97	2.50	93,80	"	1,00	"	
0,41	37,50	55,80	2.00	2.17	"	
0,75	11,50	86,20	0,30	1,22	—	
0,81	5,30	90,80	1,25	1,03	—	
следы	—	99,00	0,10	1,00	—	
—	—	99,00	0,80	1,00	—	
0,62	—	97,50	0,90	1,00	—	
0,55	—	98,50	1,00	1,00	—	
6,25	6,90	86,80	1,90	1,10	—	
7,47	9,20	83,40	0,60	1,20	0	
7,57	5,70	85,80	0,70	1,10	19	
4,88	3.00	91,00	0,40	1,04	0	II—б
5,26	8,80	82,80	0,90	1,16	—	
4,93	7,40	83,20	00,60	1,14	—	
6,02	2,90	86,80	0,80	1,02	—	
16,98	—	75.00	6,40	1,00	—	
1,41	8,50	60,70	29,40	1,20	—	
0,87	14,00	65,80	20,80	1,20	—	
0,99	18,00	76,60	4,20	1,40	—	
0,92	—	90,00	3,80	1,00	0	
4,67	4,10	82,50	9.40	1,05	0	
1,72	5,70	88,20	4,60	1,10	27	
1,53	3,90	84,00	9,40	1,05	—	

№ п/п	№ образцов	Район	п. п. прокаливаний	п. п. прокаливан. после 10% HCl	Сумма в процентах	Молекулярное отношение $SiO_2 : Al_2O_3$
58	7/0	„ „	41,84	—	99,50	2 : 1
59	4/0	„ „	41,80	—	100,05	4 : 1
60	5/0	„ „	40,60	—	100,20	2 : 1
61	3/0	„ „	41,28	—	100,24	2 : 1
62	2/0	„ „	42,52	—	100,16	2 : 1
63	6 0	„ „	41,12	—	99,43	1 : 1
64	5/0	Учкизыл скв. 13	44,08	0,00	98,91	11 : 1
65	3/0	„ „	35,34	0,02	96,68	2 : 1
66	глуб. 449 *м*	Учкизыл скв. 2	—	—	98,97	—
67	453 *м*	„ „	—	—	100,45	—
68	459 *м*	„ „	—	—	99,19	2 : 1
69	472 *м*	„ „	—	—	100,82	—
70	474 *м*	„ „	—	—	98,70	—
71	480 *м*	„ „	—	—	98,79	—
72	491 *м*	„ „	—	—	98,42	—
73	499 *м*	„ „	—	—	99,54	—
74	505 *м*	„ „	—	—	98,55	—
75	522 *м*	„ „	—	—	99,18	—
76	550 *м*	„ „	—	—	98,59	—
77	564 *м*	„ „	—	—	98,55	—
78	569 *м*	„ „	—	—	98,19	—
79	590 *м*	„ „	—	—	99,17	—
80	595 *м*	„ „	—	—	98,34	—

Продолжение табл. 7.

В процентах				Молекулярное отношение $CaCO_3:MgCO_3$	$\frac{FeO}{FeO+Fe_2O_3}100$	Фациальный подтип
$SiO_2+Al_2O_3$	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$	$CaSO_4\cdot 2H_2O$			
2,67	—	90,00	3,40	1,00	90	
0,96	—	90,30	9,70	1,00	—	
1,16	7,00	77,00	15,00	1,10	—	
0,90	—	85,00	11,20	1,00	—	
1,01	—	86,40	11,60	1,00	—	
1,38	13,50	71,30	13,80	1,30	0	
2,14	6,40	86,20	6,50	1,12	—	
0,82	4,50	70,00	25,00	1,10	—	IIв
0,20	—	85,00	15,00	1,00	—	
—	—	87,50	12,50	1,00	—	
0,98	5,00	75,00	19,50	1,00	—	
0,93	—	62,50	36,00	1,00	—	
0,17	—	88,00	11,00	1,00	—	
0,17	—	89,20	11,20	1,00	—	
0,17	—	79,00	21,30	1,00	—	
0,49	—	85,50	15,30	1,00	—	
0,32	—	93,00	4,40	1,00	—	
0,36	2,00	93,00	5,20	1,00	—	
0,38	7,00	81,00	12,40	1,10	—	
0,35	—	78,50	21,00	1,00	—	
0,35	—	80,50	19,70	1,00	—	
0,68	—	86,00	13,10	1,00	—	
0,57	—	71,50	28,00	1,00	—	

Химический состав карбонатных пород алайского яруса

№ п/п	№№ пластов	Район	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	P_2O_5	CaO	MgO	CO_2	SO_3
1	26	Караманас	0,76	0,52	0,08	—	следы	55,01	0,58	42,95	0,03
2	17	Гиджал	0,90	0,38	0,14	—	„	55,29	0,47	43,12	0,03
3	3	„	0,90	0,60	0,20	—	„	54,43	0,40	42,68	0,04
4	25	Нуреката	0,90	0,45	0,21	—	0,04	54,93	0,29	—	0,04
5	18	„	0,74	0,05	0,25	—	0,00	55,00	0,29	43,28	0,03
6	7	Бельдерсай	1,00	0,22	0,12	—	0,06	54,50	0,69	42,68	0,03
7	5	„	1,16	0,07	0,53	—	0,00	54,72	0,51	42,79	0,00
8	27	Тишикташ	1,18	0,13	0,22	—	0,05	54,80	0,25	43,10	0,02
9	23	„	3,06	0,41	0,19	—	следы	53,40	0,43	42,36	0,02
10	22	„	2,54	0,82	0,08	—	0,00	53,85	0,29	42,13	0,02
11	19	„	0,56	0,52	0,08	—	следы	55,00	0,22	43,12	0,01
12	37	Кошкизыл	20,98	3,25	0,72	—	0,03	40,39	0,90	31,60	0,01
13	36	„	8,72	1,41	0,39	—	0,00	48,81	0,90	38,39	0,01
14	4	Бельдерсай	4,40	0,79	0,31	—	„	52,42	0,72	40,92	0,01
15	20	Караманас	0,92	0,49	0,05	0,13	0,03	31,46	20,20	45,52	0,04
16	18	„	4,66	0,52	0,08	—	следы	30,67	19,33	44,04	0,05
17	15	„	2,66	0,15	0,34	0,31	0,00	33,41	17,30	43,64	0,31
18	13	Гиджал	7,60	2,31	0,44	0,14	0,10	30,35	16,43	40,59	0,16
19	24	Нуреката	4,84	2,43	0,21	0,15	следы	29,60	18,11	43,30	0,01
20	23	„	3,66	1,69	0,00	0,17	0,01	30,70	18,87	43,64	0,03
21	24	„	9,10	1,75	0,46	0,17	0,12	29,30	16,44	38,92	0,03

рассматриваемого подтипа является кривая нагревания № 1181 (см. рис. 26), на которой отмечаются эндотермические эффекты $MgCO_3$ и $CaCO_3$ доломита (790—800°; 850—870°) и эндотермический эффект при максимуме 150°, вызванный выделением H_2O из гипса. Среднее молекулярное отношение $CaCO_3 : MgCO_3$, равное 1,09, показывает, что карбонаты данной группы практически состоят исключительно из доломита.

Интересной оказалась кривая нагревания об. 1037 (см. рис. 26), на которой четко отмечаются два эндотермических эффекта — при температурах 540—625° и 810—870°. Если основываться только на кривой нагревания, то можно предполагать, что порода состоит из механической смеси магнезита и кальцита.

По данным химического анализа, содержание CaO в породе равно 31,35%, а MgO и CO_2 соответственно — 18,83 и 38,61%. Количество Fe_2O_3 равно 1,08%, FeO — 0,51, что значительно превышает среднее содержание этих компонентов в любом из рассмотренных подтипов пород.

Исходя из результатов химического анализа, возможно и другое толкование — карбонаты эти представлены доломитом, а снижение температуры его диссоциации примерно на 100° обусловлено наличием в нем каких-то примесей. Влияние последних на снижение температуры диссоциации было установлено Л. Г. Бергом в 1943 г. (цитировано по А. И. Цветкову, 1949), а затем отмечено А. И. Цветковым (1949).

В настоящее время, до постановки дополнительных экспериментальных исследований, решить вопрос о том, имеем ли мы дело в данном случае с механической смесью магнезита и кальцита или с доломитом, снижение температуры диссоциации которого объясняется наличием при-

Таблица 8

Приташкентского района (1950 г.)

H_2O при 105°С	п. п. прокалив.	п. п. прокалив. после 10% HCl	Сумма в процентах	Молек. отношение $SiO_2 : Al_2O_3$	В процентах				Молек. отношение $CaCO_3 : MgCO_3$	$\frac{FeO}{FeO+Fe_2O_3} \cdot 100$	Фациальный подтип
					$SiO_2+Al_2O_3$	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$			
0,05	43,72	0,00	100,70	2 : 1	1,28	96,00	2,65	0,06	54,6	—	
0,05	43,49	„	100,68	4 : 1	1,28	96,50	2,15	„	70,0	—	
0,05	43,41	„	99,85	2 : 1	1,50	96,50	1,82	0,02	90,0	—	
0,12	43,76	„	99,58	3 : 1	1,35	97,20	1,33	0,09	124,0	—	
0,10	43,84	„	100,20	25 : 1	0,79	98,20	„	0,06	125,0	—	
0,12	42,80	„	99,42	8 : 1	1,22	95,50	3,15	„	73,0	—	I „а“
0,07	43,39	„	100,38	28 : 1	1,73	96,00	2,33	0,00	72,0	—	
0,14	43,40	„	100,05	15 : 1	1,31	97,50	1,14	0,04	125,0	—	
0,16	42,56	„	100,07	12 : 1	3,47	94,70	1,96	„	83.0	—	
0,14	42,40	„	100,00	5 : 1	3,36	94,70	1,33	„	12,6	—	
0,28	43,48	„	99,87	2 : 1	1,08	98,00	1,00	0,02	164,0	—	
1,83	33,03	„	99,30	11 : 1	24,23	68,90	4,12	„	29,5	—	
0,77	39,84	0,04	100,12	10 : 1	10,13	83,40	„	„	35,5	—	II „б“
0,31	41,90	0,16	100,55	9 : 1	5,19	90,20	3,30	„	76,0	—	
0,07	46,70	0,00	100,02	3 : 1	1,41	3,50	92,50	0,09	1,04	72	II „а“
0,05	46,05	0,03	100,31	15 : 1	5,18	4,15	89,00	0,10	1,06	—	
0,26	44,79	0,00	99,96	4 : 1	3 81	12,80	80,00	0,66	1,25	48	
0,82	42,57	0,04	100,10	5 : 1	9,91	10,20	76,20	0,35	1,22	24	II „б“
0,84	44,00	0,37	99,35	3 : 1	7,27	8,80	83,00	0,02	1,34	42	
0,54	44,00	0,04	99,16	4 : 1	5,35	4,85	87,00	0,06	1,07	—	
0,90	42,04	0,12	99,41	9 : 1	10,85	10,15	76,00	„	1,23	27	

месей (растворимые соли щелочных металлов, гидроокислы железа и т. д.), не представляется возможным. Поэтому, не предрешая данного вопроса, эти карбонаты с «аномальной» кривой нагревания выделены пока в самостоятельный III тип карбонатных пород. Возможно, что они окажутся состоящими из механической смеси магнезита и кальцита.

Изучение карбонатных пород Южнотаджикской депрессии и Приташкентского района показало, что и здесь могут быть выделены все основные подтипы этих пород, имеющиеся в Ферганской депрессии.

В бухарском ярусе Южнотаджикской депрессии, сложенном в основном крабонатами, также четко обособляются подтипы I-а, I-б, I-в, II-а, II-б, II-в (см. табл. 7), хотя количественные соотношения анализов, входящих в отдельные подтипы, заметно иные.

При общем преобладании среди карбонатных пород доломитов над известняками, здесь ясно подмечается доминирующая роль доломитов подтипа II-а и II-в. Объясняется это особенностями условий формирования карбонатной толщи бухарского яруса Южнотаджикской депрессии, на которых мы остановимся несколько позже.

Среди карбонатных пород алайского яруса Приташкентского района (табл. 8) заметно возрастает роль известняков подтипа I-а и I-б.

В табл. 9 сведены усредненные результаты химических анализов карбонатных пород Ферганской и Южнотаджикской депрессии и Приташкентского района; в соответствующих графах показаны минимальные и максимальные значения отдельных компонентов.

Используя результаты химических анализов карбонатных пород, в частности данные о содержании в них $SiO_2+Al_2O_3$, гипса, а также молеку-

Таблица 9

Химический состав карбонатных пород верхнего мела и палеогена Ферганской и Южнотаджикской депрессии и Приташкентского района

Фациальный подтип	Количество анализов	Содержание компонентов в весовых %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	CO_2	SO_3	H_2O при 105° С	П. п. прокаливания	Молекулярное отношение $\frac{CaCO_3}{MgCO_3}$
I-а	43	Миним.	0,22	0,00	0,00	0,00	—	0,00	0,00	43,40	0,07	40,90	0,00	0,02	42,40	4,3
		Максим.	3,66	2,85	0,53	0,31	—	0,08	0,12	55,29	10,59	44,20	0,68	1,48	44,72	165,5
		Средн.	1,23	0,59	0,10	0,07	—	0,01	0,01	53,20	1,26	42,90	0,17	0,24	42,50	70,0
I-б	15	Миним.	4,40	0,01	0,00	0,00	—	0,00	0,00	27,30	0,72	27,30	0,01	0,31	29,56	6,0
		Максим.	29,24	3,88	2,20	0,48	—	0,23	0,15	54,42	7,42	48,30	3,81	4,30	41,90	72,9
		Средн.	13,70	1,70	0,47	0,24	—	0,07	0,04	43,50	2,75	36,50	0,41	0,94	37,88	24,0
I-в	3	Миним.	0,48	0,24	0,13	0,03	—	0,02	0,00	50,00	0,72	31,57	1,74	0,22	40,46	13,8
		Максим.	0,80	1,06	0,18	0,17	—	0,02	0,00	53,70	2,46	42,13	3,61	0,86	43,08	52,20
		Средн.	0,64	0,58	0,10	0,09	—	0,02	0,00	52,00	1,82	38,20	2,80	0,47	41,70	27,00
II-а	41	Миним.	0,20	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	28,20	10,17	39,37	0,04	0,00	42,00	1,00
		Максим.	6,24	2,58	0,88	0,51	0,00	0,25	0,11	42,31	21,63	48,00	1,33	3,66	47,32	2,72
		Средн.	1,30	0,68	0,24	0,07	0,00	0,03	0,04	33,50	17,80	45,00	0,45	0,64	45,80	1,36
II-б	46	Миним.	2,38	0,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	17,45	7,79	23,42	0,01	0,05	29,20	1,00
		Максим.	28,61	10,88	2,49	1,33	0,89	0,54	0,35	33,54	19,77	44,40	0,88	7,60	46,12	2,70
		Средн.	12,40	3,58	0,68	0,24	0,37	0,02	0,09	27,20	14,90	37,50	0,35	1,05	39,80	1,28
II-в	40	Миним.	0,17	0,06	0,02	0,00	—	0,00	0,00	28,83	12,13	26,84	1,55	0,02	35,34	1,00
		Максим.	5,30	2,95	1,14	0,27	—	0,09	0,08	39,50	20,28	47,37	23,93	7,60	46,08	1,39
		Средн.	0,93	0,81	0,31	0,12	—	0,03	0,01	32,40	17,05	36,80	7,00	1,90	41,70	1,06
III	1		3,16	0,36	1,08	0,51	следы	0,17	0,03	31,35	18,8	38,61	1,14	2,36	42,88	

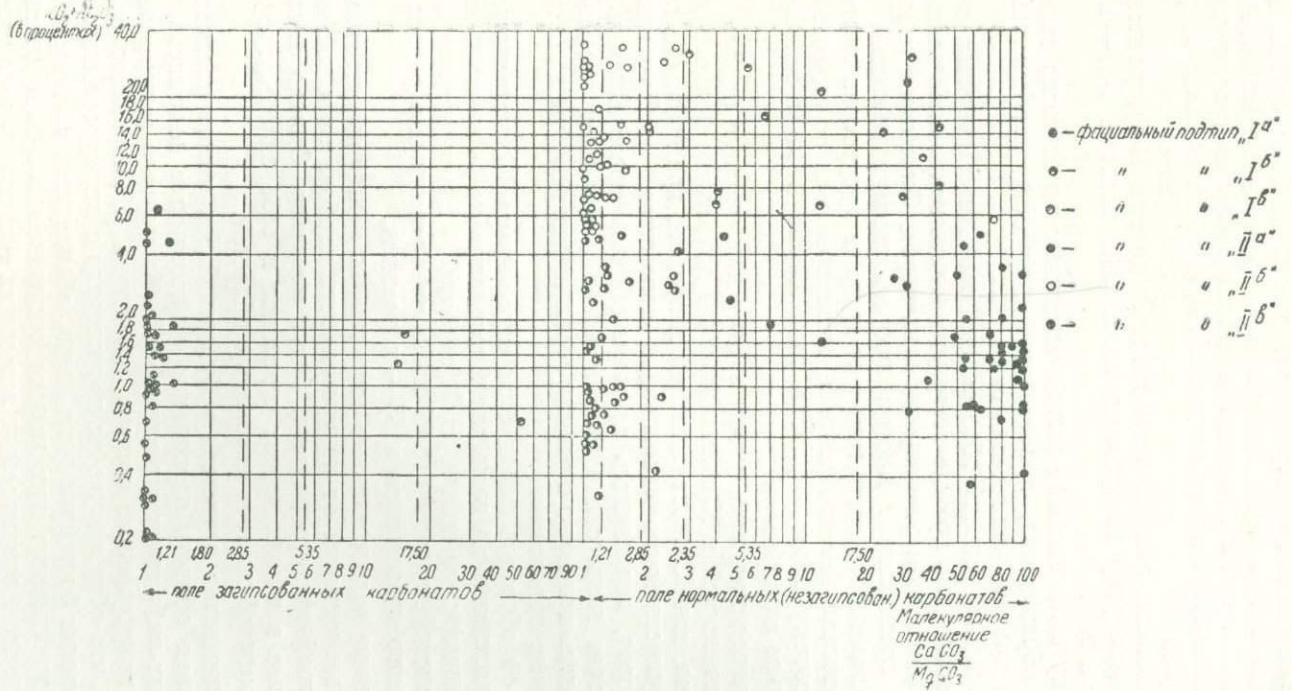


Рис. 27. Генетическая диаграмма карбонатных фаций верхнего мела и палеогена Ферганской, Приташкентской и Южнотаджикской депрессий, 1950 г.

лярные отношения $CaCO_3 : MgCO_3$, мы составили диаграмму этих пород (рис. 27). Для этого была использована логарифмическая бумага, на которой выделены два поля— одно для огипсованных, а другое для нормальных неогипсованных пород. В пределах каждого поля по оси абсцисс отложены значения молекулярного отношения $CaCO_3 : MgCO_3$, а по оси ординат сумма SiO_2 и Al_2O_3 для каждого проанализированного образца.

Как видно из рис. 27, существует четкая дифференциация карбонатов по их вещественному составу на ряд полей, соответствующих выделенным подтипам пород.

Так, доломиты, обогащенные гипсом (подтип II-а), располагаются в крайнем левом углу диаграммы, известняки подтипа I-а, — в правом нижнем углу и т. д.

Поскольку вещественный состав осадочных пород тесно связан с условиями их образования, приведенную диаграмму карбонатных пород можно рассматривать как генетическую.

Для выяснения условий образования различных подтипов карбонатных пород необходимо прежде всего установить какие-либо закономерности в пространственном размещении этих пород. Описываемые карбонатные породы принадлежат многим аккумулятивным областям Средней Азии, порою далеко отстоящим друг от друга, и приурочены к различным секциям стратиграфического разреза, от верхов мела до палеогена включительно. Поэтому закономерности, выявленные в этом отношении, не могут оказаться случайными.

Рассматривая под этим углом зрения карбонатные породы Ферганской, Приташкентской и Южнотаджикской депрессий, можно подметить, что в то время, как Южнотаджикская депрессия представляла собой область преимущественного накопления доломитов, в Приташкентском районе, наоборот, накоплялись главным образом известняковые отложения. Ферганская депрессия в этом отношении занимает промежуточное положение: здесь примерно в равных соотношениях развиты и доломитовые и известняковые образования.

Так, из 80 образцов пород бухарского яруса Южнотаджикской депрессии 66 приходится на долю доломитов и только 14 на долю известняков, в Приташкентском районе из 21 образца 14 приходится на известняки, а в Ферганской депрессии из 88 проанализированных образцов 33 приходится на долю известняков и 55 — доломитов.

Приведенные количественные соотношения между известняками и доломитами, в зависимости от приуроченности карбонатов к той или иной части стратиграфического разреза, будут меняться. Однако несомненно, что эти данные в общих чертах отражают в себе палеогеографические особенности каждой из трех названных областей.

Южнотаджикская депрессия в бухарский век может рассматриваться как типичная область накопления огипсованных доломитов (подтип II-в) без каких-либо заметных включений обломочного материала. Такие особенности вещественного состава доломитов обычно дают основание предполагать, что образование их происходило в отшнурованных выпаривающихся морских бассейнах типа лагун, обладавших повышенной соленостью вод, практически при полном отсутствии влияния пресных вод суши. Нахождение в описываемых доломитах остатков только угнетенных «карликовых» форм фауны (корбулиды) хорошо согласуется с подобной обстановкой осадконакопления, которая именно и характерна для значительной части Южнотаджикской депрессии в бухарский век.

Совершенно не случайно и то обстоятельство, что огипсованные доломиты отсутствуют в Приташкентском районе, а в Ферганской депрессии

встречаются лишь в весьма узких стратиграфических интервалах разреза, будучи приуроченными главным образом к бухарскому и отчасти к сузакскому ярусам.

В Приташкентском районе палеогеновые морские бассейны на западе и юго-западе имели свободную связь с открытым морем Кызылкумов. Поэтому здесь нет оснований предполагать наличие условий, благоприятствовавших образованию доломитов подтипа II-в.

В полном соответствии с этим находится и факт приуроченности огипсованных доломитов Ферганы к бухарскому и сузакскому ярусам. Именно в это время, когда Фергана была охвачена начавшейся палеогеновой трансгрессией, и создавались условия, благоприятные для образования отдельных заливов, отшнурованных участков моря с повышенной соленостью вод, где шло накопление огипсованных доломитов.

Сравнительно совершенная пенепленизация прилегающих к морю участков суши и отсутствие в это время сколько-нибудь крупных вертикальных подвижек в обрамлениях Ферганской депрессии явились факторами, способствовавшими накоплению огипсованных доломитов.

Как мы видим, выделенный по вещественному составу подтип доломитов II-в отвечает определенным палеогеографическим условиям, свойственным только ему и отличающим его от других подтипов карбонатных пород. Следовательно, он должен рассматриваться как самостоятельный фациальный подтип.

Обращаясь к отложениям бухарского и сузакского ярусов северо-ферганской полосы, можно заметить, что доломиты подтипа II-в здесь отсутствуют. В связи с этим, если учесть также бóльшую, чем в южноферганской полосе, роль грубокластических образований, приходится допустить, что по устройству рельефа северо-ферганская суша заметно отличалась от участков суши южных обрамлений депрессии.

Относительно сильно расчлененный рельеф суши, заметное влияние пресных вод, поставлявших временами большое количество обломочного материала в зону седиментации, исключали возможность образования в северо-ферганской полосе доломитов подтипа II-в.

Характерные молекулярные отношения $CaCO_3 : MgCO_3$ для доломитов этого подтипа, колеблющиеся в весьма узких пределах (от 1,0 до 1,39), строгая приуроченность к определенным частям стратиграфического разреза, большие ареалы развития позволяют относить их к первичным доломитам.

Учитывая огипсованность доломитов подтипа II-в, частое чередование их с пластами гипса, доломитообразование в данном случае, вероятно, шло по реакции Гайдингера.

Подобная точка зрения в отношении генезиса доломитов казанского яруса в окрестностях г. Казани была высказана Б. П. Кротовым (1925). Точка зрения Б. П. Кротова применительно к огипсованным доломитам, формировавшимся в условиях выпаривающейся лагуны, по нашему мнению, является правильной.

Иначе выглядит картина распределения карбонатов подтипа II-б, т. е. доломитов, обогащенных обломочным материалом и не содержащих гипса. В Южнотаджикской депрессии доломиты этого подтипа в отложениях бухарского яруса встречаются довольно редко. Они приурочены к участкам, располагавшимся ближе к источникам сноса, чем Учкызыл. Следовательно, по мере продвижения на север, т. е. ближе к южным склонам Гиссарского хребта, можно ожидать все бóльшего развития доломитов именно данного подтипа.

Наоборот, в Приташкентской и Ферганской депрессиях доломиты подтипа II-б представлены весьма широко. Наиболее часто они встреча-

ются в разрезах мела и реже палеогена, преимущественно в алайском ярусе. Весьма любопытно, что доломиты, обогащенные терригенным материалом, в бо́льшей своей части тяготеют к северной полосе Ферганской депрессии.

Таким образом, суша, располагавшаяся к северу от Ферганы, как бы опоясывалась лентой доломитов подтипа II-б, протягивающейся в Приташкентский район. Для последнего источником сноса в палеогеновую эпоху явилась по существу та же суша, точнее ее западное окончание.

Такое четкое территориальное распределение рассматриваемых карбонатов является не случайным.

Нам уже приходилось писать (1946) об условиях образования доломитов, обогащенных терригенным материалом. Поэтому здесь мы ограничимся лишь кратким изложением своих представлений по данному вопросу.

Если реакция Гайдингера достаточно приемлема для объяснения генезиса огипсованных доломитов, то в данном случае, при отсутствии в доломитах гипса и вместе с тем при обогащенности их обломочным материалом, реальность существования подобных процессов исключается.

В самом деле, особенности вещественного состава доломитов подтипа II-б отнюдь не свидетельствуют о повышенной солености вод морского бассейна, в котором шло их накопление. Напротив, можно думать о некотором снижении этой солености за счет привноса, притом заметного привноса, пресных вод с суши. Зона аккумуляции в это время имела свободную связь с открытым морем.

Тесная связь, наблюдающаяся между поступлением обломочного материала, точнее пресных вод, в морской бассейн и образованием доломитов подтипа II-б, позволяет предполагать, что прибрежные участки моря, которые располагались в непосредственном соседстве с местами впадения в него речных потоков, именно и являлись зонами накопления осадков данного подтипа. При таком понимании доломиты, обогащенные обломочным материалом, должны располагаться полосой, окаймляющей типичные обломочные дельтовые отложения, с внешней, обращенной к морю стороны.

Н. М. Страхов (1944, 1945, 1951) показал, что решающее значение для образования доломитов в рассматриваемом случае имеют не температура и соленость вод бассейна, а щелочной резерв и тесно связанная с ним величина pH водной среды. Принос речными водами бикарбонатов кальция и магния в прибрежные участки моря приводил к повышению щелочного резерва его вод, что, в свою очередь, вызвало выпадение в осадок $MgCO_3$. Н. М. Страхов высказывает предположение, что образование доломита происходило, по-видимому, в процессе диагенеза из $CaCO_3$ и $MgCO_3$, находящихся в осадке.

Молекулярное отношение $CaCO_3 : MgCO_3$ в описываемых доломитах подтипа II-б колеблется от 1,0 до 2,70, составляя в среднем 1,28. Следовательно, здесь, наряду с преобладающими разностями доломитов, с отношением $CaCO_3 : MgCO_3$, равным 1,0, встречаются также известковистые и даже известковые доломиты, для которых отношение $CaCO_3 : MgCO_3$ варьирует от 1,26 до 2,70.

Г. И. Теодорович (1950) обоснованно рассматривает подобные изменения в составе доломитов как один из признаков их диагенетического происхождения.

Таким образом, для некоторых разностей доломитов подтипа II-б достаточно вероятным является их диагенетическое образование.

Что касается доломитов, обогащенных обломочным материалом и имеющих отношение $CaCO_3 : MgCO_3$, близкое к 1,0, то не исключена возможность выпадения их из морской воды непосредственно в виде двойной соли — $CaMg(CO_3)_2$, в результате реакции между $Ca(HCO_3)_2$ пресных континентальных вод и магниевыми солями морского бассейна. Такой путь образования доломитов при метаморфизации морских вод предположительно был указан Н. С. Курнаковым и С. Ф. Жемчужным (1917).

Эти исследователи, впервые достаточно полно изучившие на примере соляных озер Крыма вопросы метаморфизации морских вод под влиянием притока пресных вод с суши, выделяют три стадии метаморфизации морских вод.

В первую стадию между сульфатом магния морской воды и бикарбонатом кальция, привнесенным пресными водами, имеет место реакция $Ca(HCO_3)_2 + MgSO_4 = CaMg(CO_3)_2 + CaSO_4 : 2H_2O + CO_2$, ведущая к уменьшению ионов магния в морской воде и соответственно уменьшающая «коэффициент метаморфизации», т. е. отношение $\frac{MgSO_4}{M\ \ Cl_2}$

В дальнейшем, когда прореагирует весь $MgSO_4$ морской воды, в реакцию с бикарбонатом кальция вступает хлористый магний и процесс метаморфизации в этой, второй, стадии идет по уравнению $2Ca(HCO_3)_2 + MgCl_2 = CaMg(CO_3)_2 + CaCl_2 + 2CO_2 + 2H_2O$.

В третью стадию, после того, как прореагирует весь $MgCl_2$ морской воды, в реакцию с $Ca(HCO_3)_2$ вступает NaCl, давая начало содовым растворам. Как видно, первые две реакции приводят к образованию доломита, сопровождаемого в одном случае гипсом.

В составе доломитов подтипа II-б, как отмечалось, гипс отсутствует. Однако у нас нет оснований предполагать, что воды верхнемеловых и палеогеновых морских бассейнов не содержали сульфатов магния и реакция образования доломита шла только согласно второму уравнению. Отсутствие гипса, который, согласно первому уравнению, должен выпадать в осадок совместно с доломитом, вероятно, следует объяснить его значительно бо́льшей растворимостью по сравнению с доломитом.

Описываемые доломиты местами содержат остатки устриц; нередко в разрезах они переслаиваются с пластами ракушечников, оолитовых и водорослевых известняков или переходят в них в горизонтальном направлении. Подобные соотношения свидетельствуют о том, что образование *доломитов подтипа II-б происходило в прибрежной мелководной зоне* моря.

Судя по опубликованной литературе, доломиты рассматриваемого подтипа, помимо Средней Азии, развиты также и в некоторых других областях. В частности, у Н. М. Страхова (1939₁) мы находим описание так называемых серых и черных известняков доманиковой фации Урала, при этом первые из них охарактеризованы автором, как нормальные известняки с весьма малым содержанием терригенных включений (не более 5%) и органического вещества. Вторые, наоборот, представляют собой доломитовые черные известняки, в которых, — что особенно важно в разбираемом плане, — среднее содержание терригенных примесей достигает 11%.

В работе North'a (1930), посвященный карбонатным породам Англии, мы также находим многочисленные примеры развития доломитов описываемого типа в различных графствах Англии.

Таким образом, доломиты, обогащенные терригенным материалом, имеют достаточно широкое распространение и заслуживают к себе бо́льшего внимания со стороны литологов, чем это было до сих пор.

Доломиты подтипа II-а по условиям своего образования занимают как бы промежуточное положение между доломитами подтипа II-в и II-б, поскольку в этих разностях отсутствует как гипс, так и обломочный материал. Поэтому предполагать какое-либо заметное повышение солености вод в морском бассейне во время их накопления нет оснований. Точно так же нет данных для предположения, что в это время происходило значительное поступление пресных вод в область осадконакопления. Последняя представляла собой, вероятно, относительно мелководную морскую зону, свободно сообщавшуюся с открытым морем, в которую привнос обломочного материала с достаточно выравненной суши практически отсутствовал.

Подобные условия иногда имели место в бухарский век в Южнотаджикской депрессии и в палеогеновую эпоху в Фергане, где эти образования главным образом и развиты. В Приташкентском районе доломиты подтипа II-а встречаются весьма редко.

Выше, при описании вещественного состава карбонатов, отмечалось, что в некоторых образцах доломитов обнаруживается увеличение молекулярных отношений $CaCO_3 : MgCO_3$ (до 3,5 и более), что обусловлено появлением примесей кальцита.

Изучение шлифов, изготовленных из данных пород, позволило во многих случаях установить вторичный характер кальцита, его возникновение в результате раздоломичивания пород (В. Б. Татарский, 1949).

В качестве примера на рис. 28, 29 и 30 приведены некоторые наши зарисовки, подтверждающие подобное заключение.

Так, зарисовка шлифа № 93 (рис. 28) показывает, что выделения кальцита в общей массе доломитовой породы приурочены к отдельным изолированным участкам, располагающимся вокруг пор, развитых в породе. Именно эти поры и послужили проводящими каналами для циркуляции вод, содержащих сульфатный ион, который вызвал раздоломичивание породы и образование вторичного кальцита.

Аналогичную картину выделения вторичного кальцита можно видеть и на зарисовках шлифов № 533, 1038 (рис. 29), № 755, 874 (рис. 28), № 257 (рис. 30) и др.

Однако в ряде других случаев (рис. 28, обр. № 1082, 35; рис. 30, обр. № 905 и др.) соотношения между кальцитом и доломитом в породе становятся весьма сложными, а количество их — примерно равным.

Рассматривать и здесь кальцит как вторичное образование нет достаточных оснований. Можно предполагать, что в этих случаях мы имеем дело с примерами доломитов диагенетического происхождения.

В связи с этим возникает вопрос — насколько распространены карбонатные породы переходного по составу типа между известняками и доломитами? Г. И. Теодорович (1950), В. Б. Татарский (1952), С. Г. Вишняков (1951) и др. указывают на наличие многочисленных переходных разностей между собственно известняками и доломитами.

Согласно теории гидрохимического происхождения доломитов, особенно популярной среди американских геологов, они образуются в результате воздействия циркулирующих магнезиальных растворов на известняки. При этом предполагается, что реакция идет по уравнению:

$$2CaCO_3 + MgCO_3 = CaMg(CO_3)_2 + CaCO_3.$$

В качестве важных доказательств этой теории обычно приводятся два указания: во-первых, указывают на тесную связь, будто бы существующую между величиной пористости карбонатных пород и степенью их доломитизации; во-вторых, отмечается непостоянство химического состава карбонатов, имеющих якобы многочисленные переходные разности

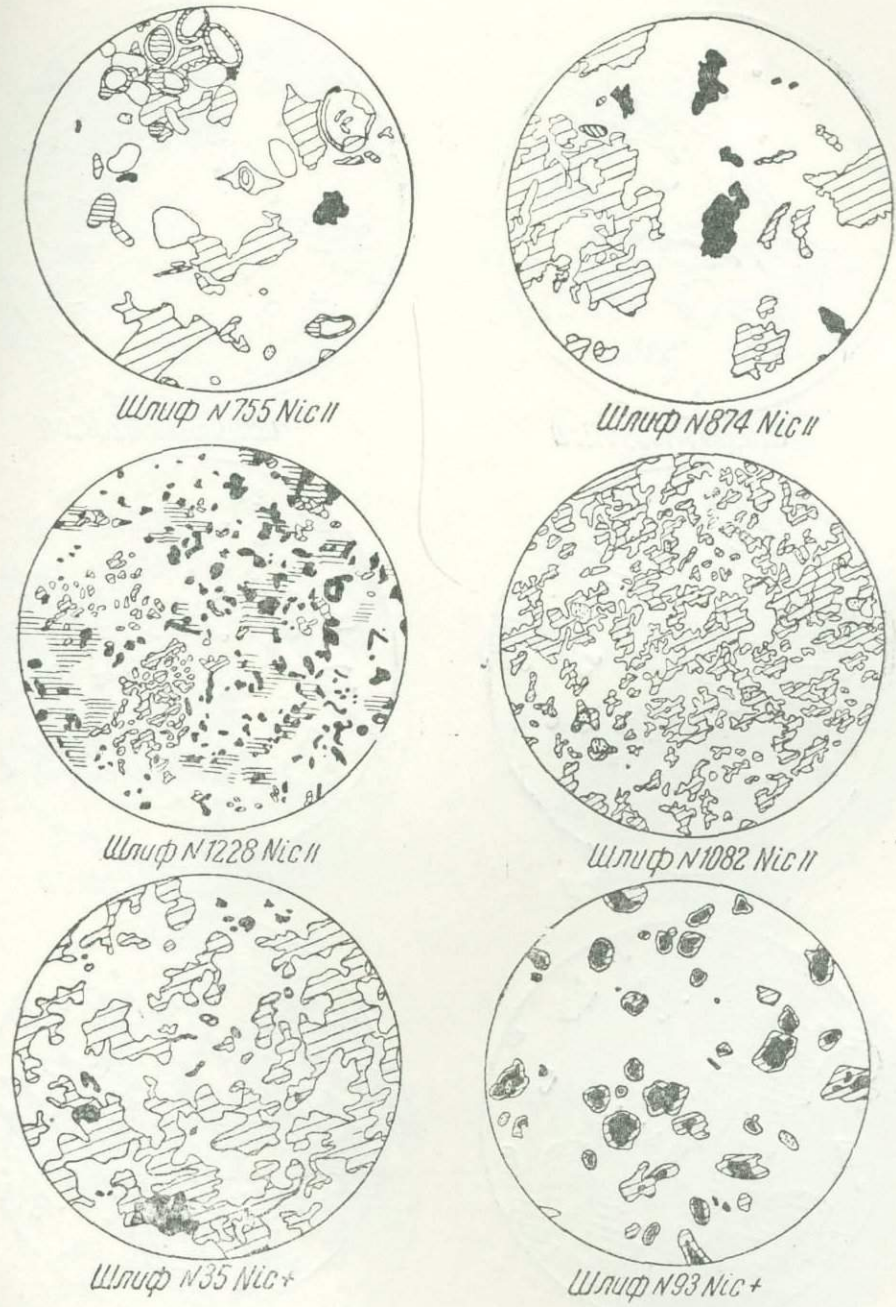


Рис. 28. Зарисовки карбонатных пород под микроскопом.

Условные обозначения:

1—кальцит, *2*—доломит, *3*—магнезит, *4*—поры, *5*—обломочный материал, *6*—рудные минералы, *7*—окислы железа.

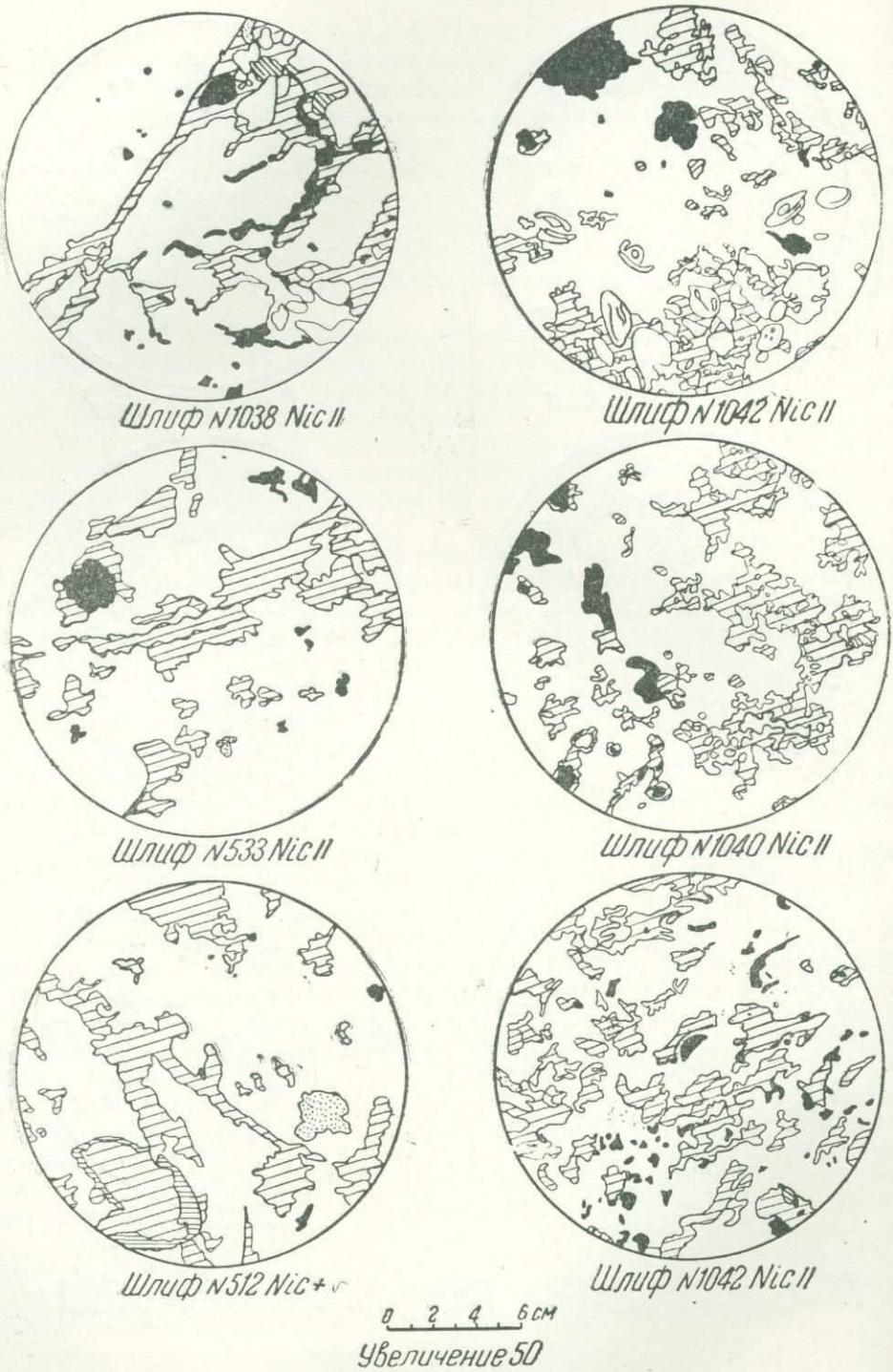


Рис. 29. Зарисовки карбонатных пород под микроскопом.

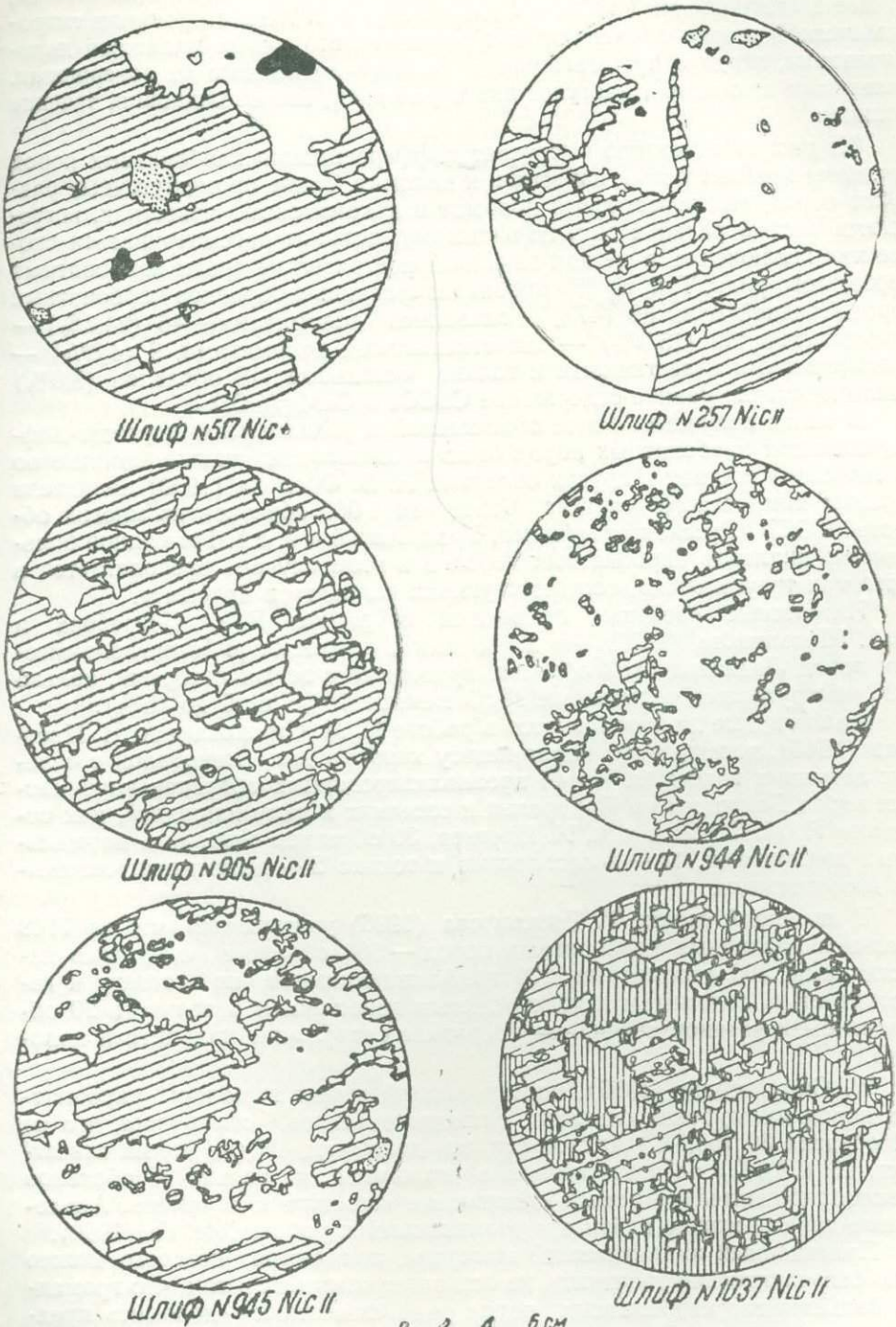


Рис. 30. Зарисовки карбонатных пород под микроскопом.

между известняками и доломитами. Эти колебания в химическом составе, точнее в соотношении $CaCO_3$ и $CaMg(CO_3)_2$ в породе, сторонники гидрохимической теории объясняют как результат вторичных процессов доломитизации, нередко прерывавшихся задолго до полного их завершения, вследствие изменений, наступивших в условиях, сопровождавших течение реакции.

Из рис. 27 отчетливо выступает дифференциация карбонатных пород на две ее крайние ветви: известняк и доломит. Такие промежуточные разности пород, как известковый доломит и доломитовый известняк, встречаются весьма редко и они, по-видимому, должны рассматриваться скорее как исключение, а не как закономерное развитие среди карбонатных пород этого ряда. Так, из 189 проанализированных образцов карбонатных пород Средней Азии 89 (47%) оказались доломитами, 46 (24,3%) — известняками, 30 (15,9%) — известковистыми доломитами, 9 (4,8%) — доломитистыми известняками и только остальные 15 образцов (8,0%) имели примерно равное содержание $CaCO_3$ и $CaMg(CO_3)_2$.

В целях получения более объективной и убедительной картины дифференциации карбонатных пород были использованы также данные по химическому составу и других областей. Н. В. Фролова (1939) произвела пересчет химического состава более чем 1 000 образцов из многих областей СССР (Русская платформа, Урал, Алтай и т. д.). Громадное большинство анализов карбонатных пород и в этом случае располагается в вершинах треугольника, соответствующих кальциту и доломиту.

Интересные сведения приведены в работе Н. Ф. Погребова и Д. А. Шильникова (1929). Из 271 анализа нижнесилурийских доломитовых пород Ленинградской области, приводимого этими авторами, только в 36 обнаружилось содержание MgO меньше 15% (от 5 до 15%).

Аналогичные данные имеются в работе Н. М. Страхова и А. И. Цветкова (1946), посвященной парагенезису карбонатных минералов в соленых лагунных водоемах. Из 44 проанализированных образцов карбонатных пород Башкирского Приуралья и соседних к нему площадей, как отмечают Н. М. Страхов и А. И. Цветков, 30 образцов оказались нормальными доломитами, 12 — известняками и только 2 — доломитизированными известняками.

В известной сводке У. Твенхофела (1936) указывается, что из 1148 анализов различных карбонатных пород — 500 образцов оказались известняками, 300 доломитами, 200 приближающимися по составу к известковистым доломитам и доломитистым известнякам и только в 20 образцах было установлено примерно равное содержание кальцита и доломита.

W. Gunningham (1935), исследовавший керны пермских карбонатных пород из глубоких скважин Западного Техаса, обнаружил, что из 161 образца 89 (55,3%) приходится на доломиты, 13 (8,1%) на известняки, 46 (28,6%) на известковистые доломиты и только 13 образцов имеют приблизительно равное содержание кальцита и доломита. Аналогичные данные можно найти и в упоминавшейся работе North'a (1930).

Приведенный аналитический материал, количество которого можно было бы значительно увеличить, не оставляет сомнения в том, что громадное большинство карбонатных пород ряда «известняк — доломит» представлено своими крайними членами, т. е. известняками и доломитами.

Таким образом, один из основных аргументов сторонников теории гидрохимического происхождения доломитов о развитии многочисленных промежуточных разностей между известняками и доломитами при анализе имеющегося фактического материала оказывается ошибочным.

Что касается связи пористости со степенью «доломитизации» карбонатов, то по этому вопросу имеются разноречивые данные. Так, Е. П. Александрова (1939) указывает на тесную связь между пористостью карбонатных пород и степенью их доломитизации, выявляющуюся при микроскопическом изучении рифовых известняков западного склона Урала. Аналогичных взглядов придерживается А. А. Апродова (1949), изучавшая карбонатные породы районов Прикамья. Г. И. Теодорович, наоборот, (1942) подчеркивает для рифовых образований Западного склона Урала (Ишимбай) отсутствие такой связи. З. А. Федорова (1945), на основании изучения кернового материала из глубоких скважин месторождений Южного Узбекистана, приходит также к выводу об отсутствии связи между пористостью карбонатных пород и степенью их доломитизации, точнее содержанием в них MgO. Аналогичные результаты были получены и нами при исследовании карбонатных пород Южного Узбекистана (1944₂).

Следовательно, и второй аргумент сторонников гидрохимического образования доломитов является спорным.

Приведенные данные заставляют нас отказаться от представлений о вторичном (гидрохимическом) происхождении изученных доломитов Средней Азии. Вероятно, в других областях развития карбонатных пород вторичные доломиты распространены значительно реже, чем это принято думать, хотя примеры нахождения их иногда не вызывают сомнений (Н. В. Фролова, 1941).

Заканчивая описание доломитов, отметим, что если наши предположения относительно наличия смеси магнезита и кальцита в обр. 1037 (см. табл. 6) подтвердятся дальнейшими исследованиями, то образование карбонатных пород этого типа, по-видимому, следует связывать, в согласии с Н. М. Страховым (1951), с моментами максимального осолонения водоема Ферганы в бухарский век.

Переходя к рассмотрению условий образования фациальных подтипов известняков, следует прежде всего отметить, что гипс, встречаемый в известняках I-в, является несомненно вторичным (эпигенетическим), ибо в противном случае трудно представить себе одновременное выпадение из водных растворов $CaSO_4 : 2H_2O$ и $CaCO_3$, поскольку они обладают различной растворимостью.

Поэтому известняки, содержащие, по данным химических анализов, примеси гипса и выделяемые нами в подтип I-в, строго говоря, не являются фациальным подтипом. Подобные образования, весьма редко встречающиеся (всего три анализа), в фациальном отношении являются нормальными известняками, обогащенными гипсом лишь в процессе последующих эпигенетических изменений.

Фациальный подтип I-а представлен, как отмечалось выше, нормальными известняками, без каких-либо заметных включений обломочного материала и гипса. Образование их происходило в морском бассейне при весьма слабом поступлении пресных вод и терригенного материала с суши Молекулярное отношение $CaCO_3 \cdot MgCO_3$ для пород подтипа I-а, за весьма редким исключением, превышает 18 и, таким образом, указывает на отсутствие в них примесей доломита.

Описываемые известняки широко развиты как в Ферганской, так и в Приташкентской депрессиях. Они встречаются также и в Южнотаджикской депрессии, но приурочены здесь исключительно к разрезам, расположенным ближе к береговой зоне или же в самой кровле карбонатной толщи бухарского яруса. Развитие известняков в кровле бухарского яруса, венчающих огипсованные доломиты, объясняется восстановлением в это

время широкой связи между существовавшей здесь лагуной и открытым морем на юго-западе.

В отличие от этого, при образовании известняков, обогащенных терригенными включениями (подтип I-б), сказывалось влияние притока с суши пресных вод, поставлявших в морской бассейн обломочный материал. Поэтому не случайно, что известняки данного подтипа широко развиты в разрезах Приташкентского района и особенно в североферганской полосе. В палеогеновые и верхнемеловые морские бассейны этих районов, благодаря развитой гидрографической сети суши, располагавшейся к северу, обломочный материал доставлялся в сравнительно больших количествах (в среднем до 14% ко всей карбонатной части осадка, см. табл. 5). Наоборот, в изученных разрезах Южнотаджикской депрессии почти не обнаруживается фациальных аналогов рассматриваемых известняков. Последние, вероятно, следует искать где-то на севере, ближе к южным склонам Гиссарского хребта, в пределах древней береговой зоны бухарского моря.

Обращает на себя внимание заметное колебание молекулярного отношения $CaCO_3$:$MgCO_3$ в породах подтипа I-б (табл. 6). Здесь, наряду с нормальными известняками, нередко встречаются доломитистые и даже доломитовые известняки с отношением $CaCO_3$:$MgCO_3$, равным от 2,95 до 12,4. Этот факт хорошо согласуется с предположением о диагенетическом происхождении доломита в известняках данного подтипа.

Н. М. Страхов, рассматривая вопросы доломитообразования в лагунах мезозойско-кайнозойского времени, отмечает, что «Низкое давление CO_2 в атмосфере, даже при высоком щелочном резерве, толкало $MgCO_3$ не к формированию доломита, а к выпадению основных солей, и только в процессе диагенеза из $CaCO_3$ и $MgCO_3$ возникал доломит...» (1951, стр. 345). Подобные условия вполне могли существовать в верхнемеловых и палеогеновых водоемах североферганской полосы, куда поступали пресные воды с суши, обогащенные бикарбонатом кальция. Непостоянство состава известняков подтипа I-б, выражающееся в переменном содержании в них $CaMg(CO_3)_2$, по нашему мнению, свидетельствует о различных стадиях диагенетического перерождения придонных известковых илов под влиянием выпадавших основных солей магния.

Работами Р. Ф. Геккера, А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской (1951) значительно расширены и палеонтологически тщательно обоснованы имевшиеся до настоящего времени представления об условиях образования ракушечников, известняков и доломитов Ферганского палеогенового бассейна. Детальные палеоэкологические работы, в сочетании с литологическим изучением разрезов палеогена Ферганы, привели этих исследователей к заключению о мелководном характере палеогенового моря Ферганы, в котором шло накопление интересующих нас карбонатных отложений. Для того чтобы закончить рассмотрение карбонатных фаций, необходимо остановиться еще на двух вопросах: во-первых, на связи нефтяной органики с доломитовыми разностями карбонатов, во-вторых, на эволюции карбонатного процесса во времени.

По первому вопросу в литературе имеется ряд указаний на избирательную аккумуляцию нефти в доломитах. Подобная точка зрения наиболее последовательно отстаивается В. Б. Татарским (1939, 1952). Этот исследователь, беря под сомнение возможности образования доломитов по реакции Гайдингера, отводит решающее место в процессах первичного доломитообразования накоплению, точнее разложению, органического материала в известковых илах, приводящему, по его мнению, к установлению щелочной среды, благоприятной для данного процесса. В связи с

этим В. Б. Татарский развивает тезис о приуроченности нефтяных скоплений в карбонатных толщах к горизонтам доломитов.

Н. Д. Палицын (1939), изучавший геохимические особенности артинских карбонатных пород Ишимбаевского месторождения нефти, также подчеркивает приуроченность больших количеств битуминозных веществ к образцам с повышенным содержанием MgO. Об аутигенном образовании части битумов в чокракских доломитах Западного Предкавказья сообщает и Р. Г. Дмитриева (1951).

Нам уже приходилось отмечать (1944₂), что предпринятый под этим углом зрения анализ фактического материала по нефтяным месторождениям Ферганы и Южного Узбекистана (Южнотаджикская депрессия) не подтвердил избирательной аккумуляции нефти в доломитах. В Фергане, например, залежи нефти встречаются равным образом как в известняках, так и доломитах. В Южном Узбекистане наиболее богатые ее промышленные скопления связаны не с доломитами, а, наоборот, с известняками (I горизонт бухарского яруса).

Таким образом, В. Б. Татарский, правильно расшифровав первичный характер доломитов бухарского яруса Южнотаджикской депрессии, вместе с тем сильно преувеличивает роль органического вещества как универсального фактора доломитообразования. Именно этим, видимо, и можно объяснить его отрицательное отношение к другим возможным путям генезиса доломитов (1952).

Н. М. Страхов (1951) и А. П. Виноградов с соавторами (1952) осуществили большие специальные исследования по выяснению эволюции карбонатного процесса в истории Земли. Было установлено, что от докембрия до четвертичного периода в общих чертах наблюдается последовательное уменьшение роли доломитов за счет возрастания известняков, смена хемогенного кальцитообразования биогенными и, наконец, исчезновение первичного хемогенного доломитообразования на фоне все возрастающей роли диагенетических доломитов.

Сейчас нет возможности осветить с этих позиций имеющийся в нашем распоряжении фактический материал по карбонатам Средней Азии, поскольку здесь изучена сравнительно небольшая часть стратиграфического разреза (верхний мел-палеоген). Сколько-нибудь обоснованным выводам по этому вопросу применительно к Средней Азии, конечно, необходимо предпослать специально поставленные исследования карбонатных пород данной области с охватом всех частей стратиграфического разреза (докембрий, палеозой, нижний мезозой и т. д.). Подобные исследования, имеющие большую теоретическую ценность и практическую значимость, несомненно, должны быть осуществлены в ближайшие годы.

СУЛЬФАТНЫЕ ФАЦИИ

Среди верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганы развиты пропластки и мощные пласты гипса и ангидрита, приуроченные главным образом к сумсарскому ярусу и согдийскому отделу палеогена и к датскому ярусу. Отдельные пласты гипса, нередко с включениями гнезд тонкоотмученных зеленоватых и бурых глин, достигают мощности 10—12 *м*. Гипсы обычно плотные, тонкозернистые, «сахаристые». Стратиграфическая приуроченность их к названным секциям свидетельствует о том, что образование сульфатов кальция происходило в условиях выпаривающихся лагун датского века и согдийского времени, когда четко проявляется максимальная изоляция ферганского водоема от участков открытого моря, со-

четавшаяся с весьма небольшим поступлением пресных вод с обрамлений депрессии.

Прослеживая территориальное распределение гипсов и ангидритов, нетрудно заметить, что чаще всего они встречаются в разрезах Южной и Восточной Ферганы и отсутствуют в большей части северо-ферганской полосы. Исключение составляет лишь Северо-западная Фергана, где мощные пласты гипса и ангидрита содержатся в «соленосной» и «гипсоносной» свитах данного района.

А. Г. Бабаеву (1951), на основании сравнительного изучения выходов гипса в естественных обнажениях и кернов глубоких скважин, удалось подметить гидратацию первичного ангидрита в условиях естественных обнажений. Подобные же явления раньше были описаны Н. М. Страховым (1946) для кунгурских слоев Башкирского Приуралья. На примере Ишимбаево Н. М. Страхов показал, что гидратация ангидрита идет на значительно больших глубинах (до 500 *м*), чем это обычно принято думать.

Таким образом, преобладающую часть гипсов Гознау (датский ярус) согдийского отдела, а также «соленосной» и «гипсоносной» свит Северо-западной Ферганы, видимо, следует рассматривать как вторичные, образовавшиеся вследствие гидратации первичного ангидрита.

Отсутствие в нашем распоряжении данных по содержанию в гипсах и ангидритах стронция, фтора, бора и других элементов не позволяет высказать какие-либо соображения по этому вопросу. Судя по исследованиям Н. М. Страхова и И. Д. Борнеман-Старинкевич (1946) нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья, в распределении названных элементов подмечаются определенные закономерности.

Выяснение геохимических особенностей гипсоносно-ангидритовых отложений Ферганской депрессии должно явиться предметом специально поставленных исследований.

ГЛИНИСТЫЕ ФАЦИИ

Положение глинистых пород в схемах классификации осадочных образований все еще остается недостаточно определенным. Одни исследователи относят глины к обломочным породам, другие, наоборот, рассматривают их как хемогенные отложения. Однако все больше и больше накопляется данных, подкрепляющих третью точку зрения, согласно которой глинистые минералы осадочных „глин" имеют как химическое и диагенетическое, так и обломочное происхождение (И. И. Гинзбург, $1941_{1,2}$; В. П. Петров, 1948; М. С. Швецов, 1948; М. Г. Коссовская, $1952_{1,2}$ и др.).

Для характеристики изученных нами глинистых пород они были подвергнуты гранулометрическому, химическому, термическому и рентгенографическому анализам. Осуществить определение минералогического состава глин с помощью микроскопа (А. Г. Коссовская, $1952_{1,2}$) и методами иммерсии и окрашивания (В. Т. Белоусова, 1948; Н. Е. Веденеева и М. А. Ратеев, 1950) в лабораторных условиях Института геологии АН Узбекской ССР не представилось возможным.

Гранулометрическому анализу было подвергнуто 62 образца глинистых пород и, как видно из рисунка, большинство из них обнаруживает заметное содержание алевритовых фракций, иногда достигающее 30—35%. Глины с содержанием фракции $< 0{,}01$ *мм* 80—90% встречаются сравнительно редко.

Химический состав 54 образцов глин приведен в табл. 10, в которой даны также результаты рентгенографического определения минералогического состава коллоидной ($< 0{,}2$ μ) и предколлоидной (от

2 до 0,2 μ) фракций (15 образцов). При рассмотрении табл. 10 необходимо иметь в виду, что химические анализы в левой части таблицы относятся не к коллоидной и предколлоидной фракциям, а к глинам в целом.

Термическому анализу было подвергнуто 35 образцов глин; наиболее характерные кривые нагревания приведены на рис. 31.

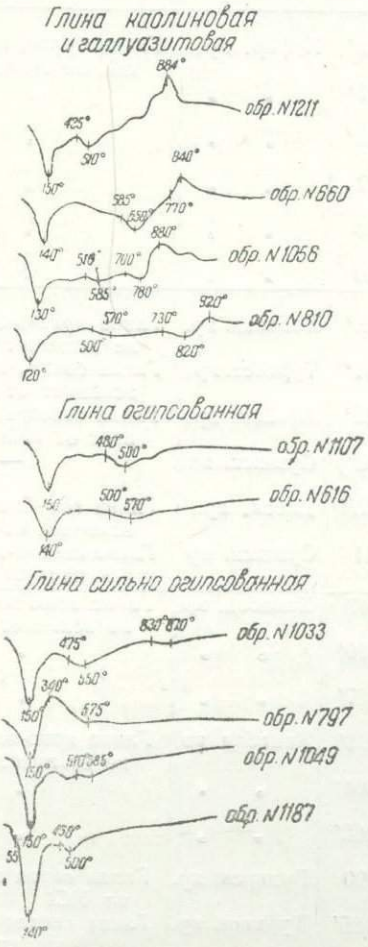


Рис. 31. Кривые нагревания глинистых пород.

Используя результаты химического анализа, в частности, содержание в глинах кальцита и сульфатов, а также окраску пород, мы попытались выделить среди них различные фациальные подтипы (табл. 10 и рис. 32).

Подтип „а" представлен исключительно глинами исфаринского яруса. Микроскопически это плотные, крепкие, светло-бурые, не вскипающие от HCl, как правило, кремнистые глины, образующие в обнажениях характерную, хрустящую под ногами, остроребернyю щебенку. Не менее характерно наличие многочисленных мелких трещин, секущих перпендикулярно или косо к напластованию описываемые глины, выполненные вторичным гипсом, а также обильные налеты ярозита.

Химический и минералогический состав верхнемеловых

№№ п/п	Район	№№ пластов	№№ образцов	Стратиграфическое положение	Макроскопическое описание пород	SiO_2	TiO_2
1	Риштан	124	498′	Исфар. яр.	Глина бурая, кремнистая, не вскип. от HCl	60,00	1,14
2	»	131	505′	» »	»	60,06	0,81
3	Исфара	245	794′	» »	»	64,00	1,35
4	Нарын	231	797	» »	»	58,50	0,72
5	»	»	798	» »	»	60,46	0,62
6	Сох	210	1099	» »	»	61,58	0,57
7	Таширават	120	1003′	Ханабад. яр.	Глина ярко-зелен. лист., не вскипает от HCl	54,50	0,83
8	Чангырташ	194	181′	Туркест. яр.	Глина светло-зеленая, не вскипает от HCl	49,02	0,60
9	»	165	152′	Алайск. яр.	Глина зеленая, не вскипает от HCl	52,00	0,60
10	»	(142)	(132′)	Сузакск. яр.	—	49,98	0,51
11	»	59	57′	Датск. яр.	Глина голубоватая не вскипает от HCl	54,74	0,5
12	Исфара	110	1211	Сузакск. яр.	Глина светло-лиловая не вскипает от HCl	46,20	0,38
13	Сох	215	1107	Ханабад. яр.	Глина ярко-зелен. лист., не вскипает от HCl	54,54	0,86
14	Риштан	136	510′	» »	»	58,72	0,96
15	»	151	527′	» »	»	51,58	1,40
16	Таширават	115	999′	Ханабад. яр.	Глина ярко-зелен. лист., не вскипает от HCl	55,70	1,35
17	»	121	1004′	» »	»	57,00	0,82
18	»	122	1005′	» »	»	53,20	0,83
19	Исфара	86	1190	Бухарск. яр.	Глина серая не вскипает от HCl	74,08	0,45
20	Чангырташ	201	185′	Туркест. яр.	Глина светло-зеленая не вскипает от HCl	51,96	0,48
21	»	8′		Маастрихт	Глина темно-серая не вскипает от HCl	54,24	0,51
22	»	249	234′	Сумсар. яр.	Глина зеленовато-охр. не вскипает от HCl	53,00	0,87
23	»	248	233′	» »	»	51,00	0,87
24	Нарын	21	616	Мел	Глина листоватая не вскипает от HCl	61,06	0,72
25	»	205	772	Туркест. яр.	Глина известковистая	44,30	0,72
26	»	238	809	Ханабад. яр.	Алеврит известковый	66,72	0,44
27	Сох	170	1056	Алайск. яр.	Глина известковистая	35,72	0,48
28	Чангырташ	скв. 29		Датский яр.	»	50,18	0,44
29	»	244	228′	Сумсарс. яр.	»	48,71	0,26

Таблица 10

и палеогеновых глинистых пород Ферганской депрессии

Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	S	SO_3	H_2O при 105°
14,01	2,75	1,44	2,81	1,40	следы	2,54	1,22	0,34	0,45	—	0,16	7,12
15,57	1,81	1,42	2,97	0,50	0,02	2,00	2,16	0,51	0,03	—	—	5,55
13,35	2,12	0,58	1,16	0,60	следы	2,24	2,89	0,57	0,34	—	0,46	6,14
14,40	2,38	2,44	4,30	0,70	0,03	2,33	1,92	0,57	0,33	0,00	0,36	4,86
14,22	1,64	0,91	1,96	0,70	следы	1,08	2,97	0,44	0,17	0,52	0,62	4,06
13,19	2,28	1,67	1,92	0,90	„	2,05	2,44	0,44	0,90	0,00	0,29	5,66
14,81	5,28	0,69	3,62	4,00	0,02	2,66	2,16	1,51	0,32	—	—	6,57
14,78	5,24	0,77	4,96	3,40	0,04	2,90	1,30	2,97	0,43	0,02	0,24	7,80
10,41	4,09	0,00	6,70	5,00	0,05	2,98	1,91	5,08	0,00	0,00	0,03	5,06
18,35	1,67	4,84	4,01	2,50	0,04	1,81	3,27	2,07	0,21	—	0,41	6,04
17,65	6,26	1,42	3,28	1,60	0,03	3,25	1,27	1,60	0,21	—	0,46	4,75
10,35	5,42	0,38	7,96	5,10	следы	1,82	0,58	7,51	0,21	0,08	0,58	6,95
12,65	6,50	0,47	3,31	1,00	0,00	4,54	2,20	0,89	0,17	0,04	0,81	5,90
17,92	2,36	1,53	2,68	1,00	„	1,79	2,72	0,63	0,06	—	—	4,93
16,05	7,10	0,07	1,88	0,90	0,35	3,17	2,62	0,57	0,09	—	1,09	7,76
14,69	4,54	0,75	2,24	1,80	0,08	3,80	1,54	0,80	0,15	—	0,86	8,01
17,11	2,41	0,47	2,68	2,50	следы	2,33	2,78	0,76	0,13	—	—	5,45
18,92	5,69	0,39	2,90	3,00	0,02	2,81	1,91	0,88	0,13	—	—	6,72
5,39	1,91	0,30	1,48	1,00	0,00	0,25	1,37	0,89	0,12	0,13	1,28	8,65
16,63	3,84	0,41	4,18	2,60	0,03	1,07	1,76	1,07	0,60	0,05	1,38	8,38
18,97	4,78	1,45	2,27	1,90	0,03	1,92	4,48	1,94	0,16	—	0,17	4,66
17,65	6,31	1,48	3,98	2,80	0,00	1,54	3,92	1,26	0,13	—	—	3,14
19,52	5,96	1,29	4,52	1,00	0,03	2,33	2,78	0,88	0,22	—	—	3,29
12,37	4,69	0,27	2,03	5,00	0,08	0,95	2,58	4,21	0,13	0,00	0,00	3,28
11,99	2,74	0,78	3,71	12,60	0,05	1,25	2,33	10,60	0,34	0,00	0,07	5,30
7,40	1,61	0,99	1,77	8,20	0,03	1,67	2,15	6,46	0,32	0,00	0,09	1,18
7,16	2,79	0,00	5,58	16,40	0,06	2,95	1,37	15,75	0,61	0,00	0,34	5,34
14,07	3,26	—	1,96	8,10	0,04	2,41	1,22	6,02	0,23	—	0,43	4,35
19,75	3,69	0,99	5,07	5,00	0,09	2,16	2,47	9,09	следы	—	—	2,00

№№ п/п	Район	№№ пластов	№№ образцов	Стратиграфическое положение	Макроскопическое описание пород	SiO_2	TiO_2
30	Сох	152	1033	Бухарск. яр.	Глина светло-лиловая не вскипает от HCl	50,46	0,55
31	Исфара	83	1187	„ „	Глина серая не вскипает от HCl	45,58	0,62
32	Чангырташ	скв. № 29		Датский яр.	Глина голубоватая загипсованная	53,36	0,60
33	„	255	240′	Сумсар. яр.	Глина известковистая	53,12	0,85
34	„	254	239′	„ „	„	44,48	0,04
35	„	243	227′	„ „	„	46,20	0,79
36	„	257	242′	„ „	„	46,90	0,95
37	Риштан	169	545′	„ „	„	53,36	1,65
38	Нарын	239	812	„ „	„	49,72	0,74
39	„	154	716	Мел	Алеврит глинистый известковый	47,48	0,44
40	„	239	810	Сумсар. яр.	Глина известковистая	48,06	0,72
41	Сох	217	1111	Сумсар. яр.	Глина известковистая	49,22	0,62
42	„	„	1112	„ „	„	49,08	0,62
43	Исфара	33	1143	Мел	Глина зеленоват. крист. не вскипает от HCl	46,18	0,62
44	„	301	851′	Сумсар. яр	Глина, не вскипающая от HCl	54,41	1,33
45	Чангырташ	147	135′	Сузакс. яр.	„	49,90	0,60
46	„	106	104′	Датский яр.	„	46,48	0,42
47	„	84	81′	„ „	„	34,92	0,44
48	„	скв. № 29		„ „	„	47,34	0,66
49	„	17′	(210)	Маастрихт	„	47,62	0,51
50	„	24′	(217)	„ „	„	56,72	0,86
51	Риштан	183	560′	Сумсар. яр.	Глина алевритовая не вскипает от HCl	75,82	0,46
52	Исфара	112	1212	Сузакск. яр.	Глина загипсованная не вскипает от HCl	47,48	0,62
53	Сох	164	1049	Сузакск. яр.	Глина загипсованная не вскипает от HCl	41,96	0,55
54	Чангырташ	88	85′	Датский яр.	„	54,00	0,60
	Средний состав глинистых пород (по Кларку)					58,11	0,65

Продолжение табл. 10.

Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	MnO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	S	SO_3	H_2O при 105°
11,19	4,53	0,00	3,76	0,60	следы	1,40	2,24	1,41	0,13	0,02	1,69	13,50
10,64	4,62	0,18	6,13	2,40	0,00	0,59	1,39	2,03	0,02	0,09	1,39	15,56
13,88	3,43	1,46	6,10	2,00	0,02	2,14	1,70	0,54	0,27	0,29	2,12	6,00
13,57	4,01	1,55	3,84	6,70	0,04	1,87	2,78	7,11	0,12	—	—	2,37
17,53	3,08	3,16	4,92	8,40	0,06	1,83	2,63	6,25	0,00	—	—	1,62
16,11	5,40	1,58	5,43	9,00	0,04	2,26	1,35	4,63	0,15	—	—	2,57
18,54	3,63	1,67	4,63	6,60	0,04	2,40	2,91	5,00	0,00	—	—	2,38
16,87	5,19	0,30	2,96	2,80	0,35	3,26	2,38	4,59	0,20	—	0,47	2,47
16,32	3,33	1,73	0,47	8,80	0,08	2,12	2,31	8,23	0,22	0,00	0,11	2,10
8,23	2,54	0,41	8,02	10,00	0,09	0,47	2,31	3,61	0,15	0,00	0,00	4,24
15,55	3,17	2,21	4,42	8,10	0,06	1,84	2,21	7,61	0,25	0,00	0,21	2,26
12,72	5,62	1,19	0,94	6,60	следы	4,10	4,30	4,96	0,15	0,03	0,37	4,45
12,24	3,21	2,17	2,79	9,70	„	3,23	3,18	6,12	0,12	0,03	0,30	3,14
9,59	3,90	0,30	0,98	15,90	0,00	0,90	0,63	10,82	0,06	0,10	0,11	5,80
14,77	5,65	0,14	2,53	2,80	0,08	3,56	3,24	3,56	0,13	—	0,20	2,53
14,38	5,41	0,43	6,05	3,20	0,06	2,16	2,08	2,54	0,23	0,13	0,36	6,22
9,98	3,43	0,52	9,05	8,90	0,09	1,49	0,85	10,22	0,29	0,00	0,04	3,32
10,31	3,67	0,52	7,32	14,00	0,06	2,34	1,70	7,16	0,00	—	0,45	3,08
12,81	5,18	0,90	7,13	6,60	0,05	2,12	2,25	4,34	0,26	0,03	0,06	5,40
15,03	5,84	0,93	4,45	5,40	0,04	3,34	3,09	7,16	0,12	—	0,14	4,04
15,19	5,91	0,81	3,87	2,00	0,03	3,09	2,69	0,43	0,26	—	0,08	4,06
6,40	2,19	1,03	1,41	2,20	0,00	1,95	1,02	1,01	0,00	—	—	4,20
10,14	3,72	0,95	8,40	7,60	следы	1,46	0,24	9,29	0,16	0,00	0,63	4,96
8,61	3,05	0,00	1,27	9,30	0,06	1,85	1,44	0,10	0,23	0,04	8,53	14,51
11,15	4,55	0,45	6,95	4,60	0,04	2,81	1,91	0,58	0,20	0,02	2,34	6,06
15,40	4,02	2,45	2,44	3,10	следы	1,30	3,24	2,63	0,17	—	0,65	4,99

№№ п/п	Район	№№ пластов	№№ образцов	Стратиграфическое положение	Макроскопическое описание пород	п. п. пр.	п. п. пр. после 10% HCl	Сумма в %
1	Риштан	124	498′	Исфар. яр	Глина бурая, кремнистая не вскип. от HCl	12,48	4,54	99,78
2	»	131	505′	» »	»	12,88	—	100,23
3	Исфара	245	794′	» »	»	10,76	3,72	99,62
4	Нарын	231	797	» »	»	11,18	5,75	99,59
5	»	»	798	» »	»	13,58	9,08	99,00
6	Сох	210	1099	» »	»	11,50	5,40	99,29
7	Ташрават	120	1003′	Ханабад. яр.	Глина ярко-зеленая лист не вскипает от HCl	11,74	—	100,73
8	Чангырташ	194	181′	Тукест. яр.	Глина светло-зеленая не вскипает от HCl	16,66	3,76	100,43
9	»	165	152′	Алайск. яр.	Глина зеленая не вскипает от HCl	16,08	2,84	99,84
10	»	(142)	(132′)	Сузакс. яр.	—	12,24	4,76	99,84
11	»	59	57′	Датск. яр.	Глина голубоватая не вскипает от HCl	9,60	2,48	100,28
12	Исфара	110	1211	Сузакск. яр.	Глина светлолиловая не вскипает от HCl	23,50	5,38	99,12
13	Сох	215	1107	Ханабад. яр.	Глина ярко-зеленая лист не вскипает от HCl	12,94	6,15	99,99
14	Риштан	136	510′	» »	»	10,28	—	100,02
15	»	151	527′	» »	»	14,52	3,34	99,74
16	Ташрават	115	999′	Ханабад. яр.	Глина ярко-зеленая лист не вскипает HCl	13,08	3,56	100,15
17	»	121	1004′	» »	»	12,30	—	100,53
18	»	122	1005′	» »	»	10,90	—	100,70
19	Исфара	86	1190	Бухар. яр.	Глина серая не вскипает от HCl	13,63	2,68	99,85
20	Чангырташ	201	185′	Туркест. яр.	Глина светло-зеленая не вскипает от HCl	15,24	3,30	100,18
21	»	8′		Маастрихт	Глина темно-серая не вскипает от HCl	9,78	2,44	100,63
22	»	249	234′	Сумсар. яр.	Глина зеленовато-охр. не вскипает от HCl	8,66	—	100,34
23	»	248	233′	» »	»	10,53	—	100,05
24	Нарын	21	616	Мел	Глина листоватая не вскипает от HCl	10,21	2,72	100,09
25	»	205	772	Туркест. яр.	Глина известковистая	19,27	3,30	100,08
26	»	238	809	Ханабад. яр.	Алеврит известковый	8,63	0,90	99,93
	Сох	170	1055	Алайск. яр.	Глина известковистая	26,86	5,43	99,98

Продолжение табл. 10

Соотношение осн. окислов				% % сод. фракций		Минералогический состав		$\frac{FeO}{Fe_2O_3}100$	Окраска	$CaCO_3$	Фациальный подтип
SiO_2	Al_2O_3	H_2O	MgO Al_2O_3	2—0,2 μ	>0,2 μ	фракция 2—0,2 *м*	фракция <0,2 μ				
7,3	1	2,9	6,3	—	—	—	—	52	Б	0,8	
6,6	1	2,0	5,20	—	—	—	—	78	Х	0,9	
8,2	1	2,6	11,50	—	—	—	—	27	Б	1,1	„а"
6,9	1	1,9	3,35	—	—	—	—	102	Б	1,0	
7,2	1	1,6	7,25	—	—	—	—	55	Х	1,0	
7,9	1	2,4	6,88	—	—	—	—	73	Б	1,0	
6,3	1	2,5	4,10	—	—	—	—	13	СЗ	0	
5,6	1	2,2	2,97	19,5	22,0	Монтмориллонит, вермикулит, доломит, кварц	Монтмориллонит, вермикулит, нонтронит	15	СЗ	0	
7,2	1	2,7	1,56	—	—	—	—	0	СЗ	0	„б"
4,2	1	1,1	4,58	22,0	20,0	Монтмориллонит, вермикулит, кварц	Монтмориллонит, вермикулит, кварц	290	С	0	
5,3	1	0,8	5,40	15,5	7,7	Монтмориллонит, вермикулит, кварц	Монтмориллонит, доломит, вермикулит, гидрогематит	23	С	0	
7,7	1	3,9	1,30	—	—	—	—	7	Л	0	
7,3	1	2,6	3,83	—	—	—	—	7	СЗ	1,8	
5,5	1	1,6	6,70	—	—	—	—	65	СЗ	1,5	
5,4	1	2,7	8,53	—	—	—	—	1	СЗ	1,3	
6,4	1	3,1	5,14	—	—	—	—	16	ЗО	1,8	
5,7	1	1,8	6,40	—	—	—	—	19	СЗ	1,7	
4,8	1	2,0	6,50	—	—	—	—	7	СЗ	2,0	„в"
23,5	1	9,1	3,64	—	—	—	—	16	Х	1,8	
5,3	1	1,5	4,00	—	—	—	—	11	СЗ	2,3	
4,9	1	0,9	8,40	18,7	13,8	Монтмор., вермик., каолинит, кварц, гидрогематит	Монтмор., серицит, вермик., кварц, гидрогематит	30	Х	1,5	
5,1	1	1,0	4,45	—	—	Вермикулит, гидрогематит	Монтмориллонит, вермикулит	23	ЗО	2,9	
4,1	1	1,0	4,30	—	—	—	—	22	Х	2,0	
6,2	1	1,5	6,18	—	—	—	—	6	Л	1,0	
6,7	1	2,7	3,24	—	—	—	—	28	СЗ	13,0	
15,4	1	0,9	4,18	—	—	—	—	62	СЗ	5,7	
8,5	1	4,2	1,28	—	—	—	—	0	СЗ	8,7	„г"

№№— п/п	Район	№№ пластов	№№ образцов	Стратиграфическое положение	Макроскопическое описание пород	п.п. пр.	п.п. пр. после 10% HCl	Сумма в %
28	Чангырташ	скв. № 29		Датский яр.	Глина известковистая	17,79	9,80	100,13
29	„	244	228′	Сумсар. яр.	„	12,78	2,18	100,97
30	Сох	152	1033	Бухар. яр.	Глина светло-лиловая не вскипает от HCl	24,87	8,25	99,73
31	Исфара	83	1187	„ „	Глина серая не вскипает от HCl	25,22	6,15	97,39
32	Чангырташ	скв. № 29		Датский яр.	Глина голубоватая загипсованная	12,88	6,66	99,96
33	„	255	240′	Сумсар.яр.	Глина известковистая	11,28	3,44	99,74
34	„	254	239′	„ „	„	12,76	3,28	99,89
35	„	243	227′	„ „	„	11,11	3,14	99,92
36	„	257	242′	„ „	„	12,84	2,38	101,11
37	Риштан	169	545′	„ „	„	10,62	1,30	100,07
38	Нарын	239	812	„ „	„	13,53	3,09	99,37
39	„	154	716	Мел	Алеврит глинистый известковый	20,02	2,17	100,16
40	„	239	810	Сумсар. яр.	Глина известковистая	13,19	3,11	99,78
41	Сох	217	1111	Сумсар. яр.	Глина известковистая	13,90	4,09	99,33
42	„	„	1112	„ „	„	13,73	4,14	100,07
43	Исфара	33	1143	Мел	Глина зеленоватая крист. не вскипает от HCl	21,07	4,24	100,03
44	„	301	851′	Сумсар. яр.	Глина не вскипает от HCl	11,96	2,02	100,73
45	Чангырташ	147	135′	Сузакс. яр.	„	15,80	3,64	100,66
46	„	106	104′	Датский яр.	„	18,75	3,44	100,29
47	„	84 скв.	81′	„ „	„	24,02	1,50	99,75
48	„	№ 29		„ „	„	15,01	5,16	100,37
49	„	17′	(210)	Маастрихт	„	13,44	2,04	99,93
50	„	24′	(217)	„ „	„	8,43	2,28	99,74
51	Риштан	183	560	Сумсар. яр.	Глина алевритовая не вскипает от HCl	7,76	—	100,24
52	Исфара	112	1212	Сузакск. яр.	Глина загипсованная не вскипает от HCl	19.43	4,55	100,20
53	Сох	164	1049	Сузакск. яр.	Глина загипсованная не вскипает от HCl	27,17	3,99	100,35
54	Чангырташ	88	85′	Датский яр.	„	10,22	1,74	99,92
	Средний состав глинистых пород (по Кларку)					—	—	—

Продолжение табл. 10

Соотношение				% % сод. фракций		Минералогический состав		$\frac{FeO}{Fe_2O_3}100$	Окраска	$CaCO_3$	Фациальный подтип
осн. окислов			Al_2O_3								
SiO_2	Al_2O_3	H_2O	MgO	2—0,2 μ	<0,2 μ	Фракция 2—0,2 μ	Фракция <0,2 μ				
6,0	12,8	7,20		20,0	17,0	Монтмориллонит, серицит, мусковит, кварц	Монтмориллонит, серицит, вермикулит		СЗ	4,6	
4,2	10,6	3,90		—	—	Монтмориллонит, вермикулит, кварц	—	27	СЗ	8,7	„г"
7,5	16,8	2,95		—	—	—	—	0	Л	0	
6,8	11,5	4,40		—	—	—	—	0	СЗ	0	„д"
6,5	11,6	2,32		14,0	4,0	Нонтронит, вермикулит, кварц, серицит, мусковит	Нонтронит, серицит, мусковит, кварц	42	С	0	
6,6	1	1,0	3,55	—	—	Монтмориллонит, вермикулит, кварц	—	39	К	16,4	
4,3	1	1,9	3,55	—	—	—	—	102	К	14,4	
4,9	1	0,9	3,00	—	—	Галлуазит, кварц, вермикулит	Монтмориллонит, вермикулит, кварц	29	К	10,6	
4,3	1	1,4	4,00	—	—	—	—	46	К	11,5	
5,4	1	0,9	5,70	—	—	—	—	6	ОК	10,5	„е"
5,2	1	0,8	34,00	—	—	—	—	52	К	19,0	
9,9	1	2,9	1,03	—	—	—	—	16	КБ	11,5	
5,2	1	0,8	3,51	—	—	—	—	70	К	17,5	
6,6	1	2,0	13,50	—	—	—	—	21	К	11,5	
6,8	1	1,5	4,40	—	—	—	—	67	К	14,0	
8,2	1	3,4	9,75	—	—	—	—	8	КК	2,5	
6,3	1	1,0	5,80	—	—	—	—	2	К	0	
5,9	1	2,6	2,40	—	—	—	—	8	ОК	0	
7,9	1	2,9	1,00	18,9	—	Каолинит, кварц, серицит, гидрогематит	—	15	ОК	0	
5,8	1	7,4	1,40	19,5	4,0	Каолинит, серицит, мусковит, кварц	Каолинит, серицит, мусковит, кварц	14	ОК	0	
6,3	1	2,3	1,80	28,3	—	Каолинит, монтмориллонит, кварц	—	18	ОК	0	
5,4	1	0,8	3,40	19,5	—	Монтмориллонит, серицит, кварц, гидрогематит	—	16	КК	0	„ж"
6,3	1	1,6	3,80	16,5	—	Каолинит, серицит, мусковит, кварц	—	14	КБ	0	
20,0	1	3,7	4,55	—	—	—	—	46	К	2,3	
7,9	1	2,8	1,20	—	—	—	—	26	КК	0	
8,3	1	9,5	1,36	—	—	—	—	0	ОК	0	
8,3	1	1,6	1,60	—	—	—	—	10	ОК	0	„з"
6,4	1	1,85	—	—	—	—	—	—	—	—	

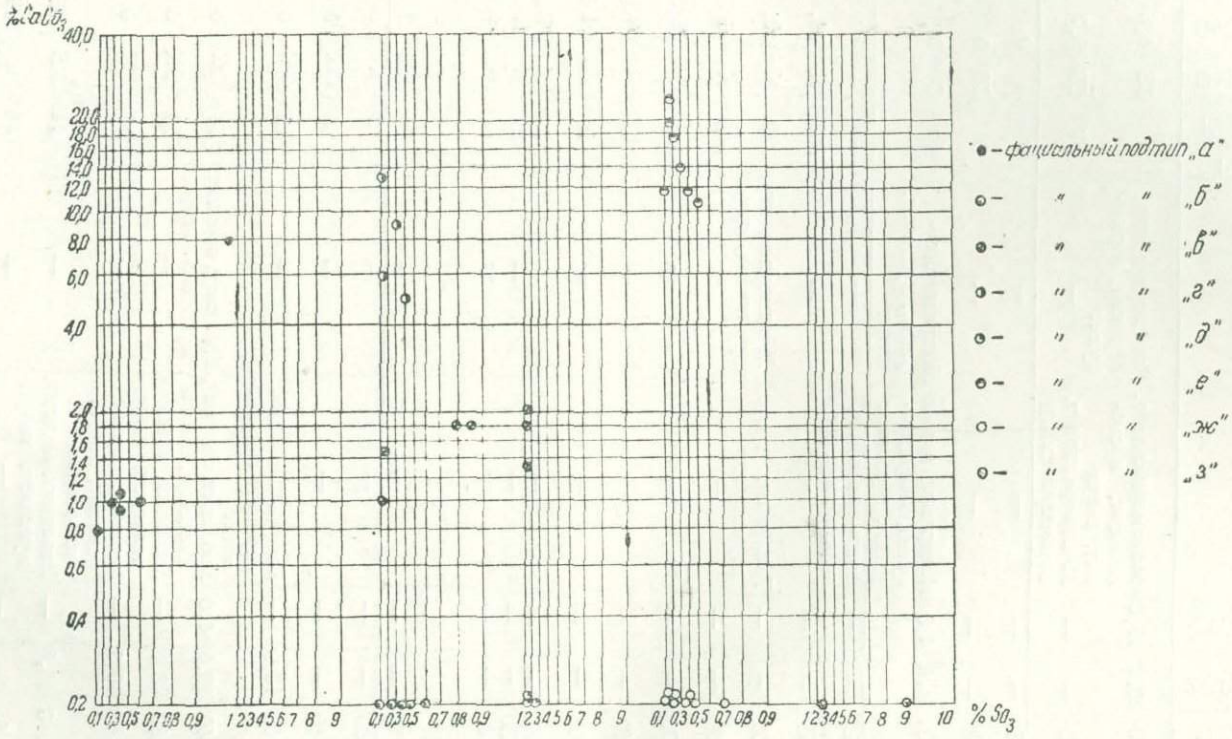


Рис. 32. Генетическая диаграмма глинистых фаций верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии. Составил А. М. Габрильян.

Глины подтипа „а" обособляются от других разновидностей (табл. 10 и рис. 32) отсутствием в своем составе кальцита и сингенетических сульфатов. Упоминавшиеся выделения гипса по трещинам являются, несомненно, вторичными, обязанными своим происхождением окислению пирита в поверхностной зоне. Подобный процесс для глин туркестанского яруса Северной Ферганы описан О. С. Вяловым.

Среди исследователей кремнистых отложений в настоящее время еще нет сколько-нибудь общепринятого мнения относительно условий их образования. Больше того, по этому вопросу нередко существуют диаметрально противоположные представления.

Так, Рудеманн и Вильсон рассматривают кремнистые отложения штата Нью-Йорк как абиссальные осадки (цитировано по В. П. Батурину, 1939_1). Давид и Питтман, наоборот, изучая верхнесилурийскую кремнистую серию Нового Уэлльса (Австралия), пришли к заключению, что хотя они и накоплялись вдали от суши, но глубина моря была не очень большой.

Предметом дискуссий являются не только батиметрические условия накопления кремнистых осадков, но и такие вопросы, как роль кремневых организмов в образовании силицитов, выяснение источников кремнезема, фиксирующегося в породах, и т. д.

В частности, Я. В. Самойлов (1925) рассматривал кремнистые породы как биолиты, А. Д. Архангельский (1936), наоборот, полагал, что силициты палеозойского возраста в основном из кремнезема, осажденного химическим путем, и только в послепалеозойское время отчетливо выступает ведущая роль организмов в концентрации SiO_2 в осадках. Е. В. Рожкова и Ю. К. Горецкий (1945) приходят к заключению, близкому к представлениям А. Д. Архангельского.

Н. Б. Вассоевич (1935) объясняет широкое распространение радиолярий и кремневых губок в сеноманских („ананурский век") и лютетских отложениях Кавказа как результат энергичного поступления кремнезема в морские воды, связанного с вулканической деятельностью. В качестве другого фактора, способствующего образованию силицитов, этот исследователь указывает на опреснение верхних слоев вод бассейна, в котором отсутствует вертикальная циркуляция.

Р. Х. Лимпан (1947) и В. Б. Татарский (1936), изучавшие кремнистые глины исфаринского яруса Ферганы, подчеркивают большое количество осадков в них радиолярий, которые, по мнению этих исследователей, местами становятся породообразующими. Однако А. И. Осипова (Р. Ф. Геккер, А. И. Осипова и Т. Н. Бельская, 1951) отмечает сравнительно небольшое развитие радиолярий в кремнистых глинах исфаринского яруса, и, исходя из этого, отводит главную роль в осаждении кремнезема физико-химическим процессам.

Переходя к конкретным условиям палеогенового бассейна Ферганы в исфаринский век, следует, прежде всего, подчеркнуть, что нахождение кремнистых глин среди вмещающих мелководных морских отложений риштанского и ханабадского ярусов, а также вся геологическая предыстория бассейна не дают никаких оснований рассматривать их как сколько-нибудь глубоководные образования. Наоборот, именно эти данные служат неоспоримым доказательством образования кремнистых глин исфаринского яруса в условиях мелководного моря.

Широкое площадное развитие кремнистых глин в Средней Азии — в Ферганской депрессии, в Приташкентском районе, в Зеравшанской котловине и в других местах — скорее всего свидетельствует о при-

вносе кремнезема в море в коллоидальной форме с суши, где процессы выветривания высвобождали его из материнских пород.

Результаты химических анализов кремнистых глин исфаринского яруса Ферганы показали максимальные значения потери при прокаливании (после обработки глин 10% HCl), повышенное содержание FeO при минимальных значениях, а часто при полном отсутствии марганца (табл. 10).

Приведенные особенности состава указывают на восстановительную обстановку, сопровождавшую накопление рассматриваемых кремнистых отложений.

Слабому развитию вертикальной циркуляции вод мелководного моря во многом способствовал выравненный рельеф прилегавшей суши, вследствие чего привнос терригенного материала сократился до минимума, а гидродинамическая активность вод бассейна была невысокой.

Осаждение и последующее разложение органического вещества обусловило, по-видимому, щелочную реакцию в иловых и придонных водах, что, в сочетании с небольшой общей концентрацией солей ($NaCl$, $MgCl_2$, $CaSO_4$ и др.) в водах исфаринского моря, приводило к растворению остатков организмов, имевших известковую раковину. В связи с этим становится понятным почти повсеместное отсутствие в глинах исфаринского яруса, с одной стороны, известковых раковин и, с другой—каких-либо следов кальцита химического происхождения.

Глины подтипа „б" охарактеризованы шестью химическими анализами (табл. 10). Макроскопически они представлены мягкими, иногда плотными листоватыми светло- и ярко-зелеными, реже голубоватыми глинами, не вскипающими от HCl. Стратиграфически они приурочены к различным ярусам палеогена (от сузакского до ханабадского включительно) и к верхнему мелу (датский ярус).

Отсутствие сингенетических сульфатов и кальцита сближает глины подтипа „б" с глинами подтипа „а". Однако заметное повышение здесь количества MgO (среднее содержание 5,1%), а также Fe_2O_3 обособляет их от глин предыдущего подтипа.

Рентгенографические исследования коллоидной и предколлоидной фракций образцов № 181′, (132),′ 57′ установили присутствие в глинах подтипа „б" монтмориллонита, вермикулита, нонтронита, доломита, гидрогематита и кварца (табл. 10).

Это позволяет расшифровать причины повышенного содержания MgO и Fe_2O_3 в описываемых глинах. MgO здесь входит в состав доломита и монтмориллонита, а Fe_2O_3, вероятно, в значительной мере связан с ферримонтмориллонитом, феррибайделлитом и отчасти ферригаллуазитом—минералами, нередко объединяемыми под общим названием „нонтронит" (И. И. Гинзбург, 1941_1).

Изучение монтмориллонита приводит исследователей к выводу, что для его образования необходима щелочная среда (И. И. Гинзбург, $1941_{1,2}$; И. Д. Седлецкий, 1939 и др.). Следовательно, наличие монтмориллонита в глинах подтипа „б" дает основание предполагать щелочную среду, существовавшую в зоне осадконакопления. Кроме того, гидроморфная (голубоватая, зеленоватая и серая) окраска всех без исключения глин рассматриваемого подтипа свидетельствует о восстановительных условиях, господствовавших в придонных илах.

Следующий подтип „в" объединяет ярко-зеленые („фисташковые") листоватые, мягкие, пластичные, не вскипающие от HCl глины ханабадского яруса и некоторые разновидности глин других ярусов пале-

огена и верхнего мела, также имеющие гидроморфную окраску. Данный подтип охарактеризован 12 химическими анализами (табл. 10), из которых видно, что в составе глин практически отсутствуют карбонаты (кальцит и доломит), а содержание MgO почти не выходит за пределы кларка для глинистых пород (2,44%). Наряду с этим, в отдельных образцах количество SO_3 заметно превышает среднее содержание его в глинах.

Кривая нагревания обр. 616 (рис. 31) подтверждает наличие гипса в составе некоторых пород подтипа „в". Однако наблюдения в естественных обнажениях устанавливают приуроченность выделений гипса исключительно к трещинкам, ориентированным перпендикулярно или под косым углом к напластованию. Этот факт в сочетании с отсутствием сульфатов кальция в самой породе позволяет рассматривать подобные выделения как вторичные. Возможно, они являются результатом окисления пирита в поверхностной зоне.

Рентгенографическое изучение двух образцов (пласты 8′ и 249) показывает, что коллоидная и предколлоидная фракции состоят из монтмориллонита, вермикулита, серицита, каолинита, гидрогематита и кварца. Появление среди глинистых минералов каолинита в комплексе с монтмориллонитом говорит о том, что в придонных илах мелководного ферганского моря во время образования этих глин среда была менее щелочной, чем в случае подтипа „б". Возможно, что она временами приближалась к нейтральной или даже кислой, поскольку именно кислая реакция среды благоприятствует образованию каолинита. Ярко-зеленая окраска, характерная для большинства глин подтипа „в", служит доказательством образования их в восстановительных условиях.

Уже давно было подмечено, что эти глины не только не вскипают от HCl, но не содержат и остатков макрофауны с известковой раковиной. Больше того, обнаруженная в них микрофауна представлена исключительно песчаными формами. Нетрудно видеть, что перечисленные особенности в известной мере сближают глины подтипа „в" с кремнистыми глинами подтипа „а". И в том и в другом случае, по-видимому, величина pH иловых вод исключала возможности как садки кальцита химическим путем на дне водоема, так и сохранения здесь известковых раковин отмиравших организмов.

Отличительной особенностью глин подтипа „г" от рассмотренных уже нами разновидностей является их известковистость. Во всех без исключения случаях они энергично „вскипают" при действии на них HCl.

Макроскопически это обычно синевато-зеленые то плотные, то мягкие глины, нередко содержащие остатки устриц. Приурочены они к ферганскому отделу палеогена и к датскому ярусу стратиграфического разреза.

Химические анализы, как и следовало ожидать, показывают повышенное содержание в глинах CaO и CO_2. В отдельных образцах возрастает также количество MgO по сравнению с его кларком (табл. 10).

Рентгенографическое изучение двух образцов (Чангырташ, скв. 29; пласт 241) в коллоидной и предколлоидной фракциях установило наличие следующих минералов: монтмориллонит, вермикулит, мусковит, серицит и кварц. В образце № 1056 из алайского яруса Соха, по данным термического анализа, присутствуют каолинит и, возможно, галлуазит.

Таким образом, по составу глинистых минералов описываемый подтип приближается к глинам подтипа „в". Однако газовый режим придонных и иловых вод зоны осадконакопления в данном случае

обнаруживает заметные отличия. Химическая садка кальцита и сохранение известковых раковин фауны указывают на дефицит свободного CO_2 в зоне осадконакопления. Вместе с тем развитие бентонной фауны свидетельствует о доступе кислорода в придонные участки мелководного морского бассейна.

Противоречие между таким заключением и гидроморфной окраской пород, формировавшихся, несомненно, в восстановительных условиях, только кажущееся, так как в этих случаях тонкая окислительная пленка на поверхности придонного ила, по мере углубления в него, быстро сменятся слоем, в котором господствуют восстановительные условия (Г. Д. Афанасьев, 1934; Н. М. Страхов, 1937 и др.). Подобное явление было описано Г. Д. Афанасьевым (1934) на примере современных илистых образований озера Севан.

Глины подтипа „д" охарактеризованы всего тремя химическими анализами (табл. 10). Однако, несмотря на это, особенности их состава выявляются достаточно четко. Прежде всего, подмечается значительная огипсованность и заметное возрастание количества MgO в глинах при отсутствии каких-либо следов кальцита. Кривые нагревания образцов 1033 и 1087 (рис. 31) подтверждают наличие большого количества гипса в глинах. Последние приурочены к сравнительно узкому стратиграфическому интервалу разреза—к бухарскому и датскому ярусам.

Такая строгая приуроченность описываемых глин к определенной секции разреза не случайна. В главе „Ритмостратиграфия" уже приходилось подчеркивать, что в конце верхнемеловой эпохи (датский ярус) и в начале палеогена (бухарский век) на территории современной Ферганы существовали лагунные водоемы с повышенной концентрацией в них солей. Именно в этих условиях шло накопление исходного материала, из которого впоследствии были сформированы рассматриваемые глины. Незначительное поступление пресных вод с пенепленизированных обрамлений Ферганской депрессии, затрудненная связь с открытым морем при сухом и жарком климате обусловили повышение концентрации солей в водах лагуны и химическую садку сульфатов кальция.

С подобной обстановкой осадконакопления хорошо согласуются факты нахождения в коллоидной и предколлоидной фракциях глин „нонтронита" и отсутствие остатков фауны в породах. Гидроморфная окраска последних (светло-лиловая, голубоватая и серая) свидетельствует о восстановительных условиях, существовавших в зоне осадконакопления.

Повышенную растворимость $CaCO_3$ в водах осолонившейся лагуны, препятствовавшую хемогенной садке кальцита, возможно, следует объяснить влиянием других солей, находившихся в растворе, в частности $MgCl_2$ (Н. М. Страхов, 1951).

Глины подтипа „е" сложены красными, изредка охристо-красными и кирпично-красными, обычно плотными, иногда алевритовыми разностями; при действии HCl они сильно вскипают. Судя по 11 химическим анализам, приведенным в табл. 10, количество $CaCO_3$ в них колеблется от 10 до 22%, отдельные образцы (716, 227) обнаруживают повышенное содержание MgO, входящего в состав глинистых минералов. Для всех без исключения образцов характерно отсутствие следов заметной огипсованности.

Насколько можно судить по двум рентгенографическим анализам, в коллоидной и предколлоидной фракциях рассматриваемых глин, наряду с монтмориллонитом, присутствует и галлуазит (табл. 10).

Кривая нагревания одного из образцов (№ 810) подтверждает наличие в глинах галлуазита (рис. 31).

Глины подтипа „е" развиты почти исключительно в сумсарском ярусе палеогена, хотя иногда отмечаются и в разрезе мела. Глины сумсарского яруса обычно содержат остатки бентонной макро-и микрофауны, имеющей известковистую раковину.

Приведенные особенности состава позволяют, в известной мере, уточнить условия образования глин подтипа „е". Красная окраска пород, а также многочисленные остатки бентонной фауны в них свидетельствуют о том, что в придонных водах и в самом иле осуществлялся газовый обмен, обеспечивавший приток сюда свободного кислорода из верхних слоев воды.

Незначительное содержание в теплых водах моря растворенного CO_2 не только способствовало сохранению в них известковых раковин, но благоприятствовало и химической садке $CaCO_3$. Общая минерализация вод бассейна, имевшего в это время свободную связь с открытым морем, была нормальной.

Глины подтипа „ж" охарактеризованы 9 химическими анализами (табл. 10), из которых видно, что количество CO_2, CaO, MgO, Fe_2O_3 превышает кларки этих соединений для глинистых пород, а содержание FeO, наоборот, значительно ниже кларка.

Макроскопически глины представлены преимущественно охристо-красными, иногда красными, не вскипающими от HCl, то плотными, то мягкими разностями. Встречаются они во многих частях стратиграфического разреза—в сумсарском, сузакском, датском и других ярусах и, как правило, не содержат органических остатков.

Пересчеты данных химического анализа показывают, что CaO и MgO в основном входят в состав доломита.

Рентгенографическое изучение образцов 104', 81', (217) и др. выявляет преимущественное развитие среди глинистых минералов каолинита при резко подчиненном положении монтмориллонита. Кривая нагревания образца № 1211 подтверждает такое соотношение каолинита и монтмориллонита (рис. 31).

Некоторое обогащение глин Fe_2O_3, очевидно, объясняется присутствием в них гидрогематита, отмеченного и рентгенографическим анализом.

Особенности состава глин подтипа „ж" указывают на окислительные условия, существовавшие в зоне их формирования, при низких значениях pH, допускавших образование каолинита. Наряду с этим кислая реакция придонных и иловых вод исключала возможности химической садки $CaCO_3$. Временами, вследствие изменения режима привноса пресных вод с суши и парциального давления CO_2, величина pH придонных вод возрастала, реакция среды становилась нейтральной или слабо щелочной. В этих условиях шло образование доломита и монтмориллонита.

Подтип „з" сложен охристо-красными плотными, не вскипающими от HCl, сильно огипсованными глинами, не содержащими никаких органических остатков. Развиты они в определенных частях стратиграфического разреза—в датском и сузакском ярусах.

Сильная огипсованность пород подтверждается не только химическими анализами (табл. 10), но и кривыми нагревания (рис. 31, образец № 1049 и др.).

Рассматриваемый подтип глин нередко в разрезах переслаивается с глинами подтипа „д". Подобная сопряженность тесно связана с их генезисом: и те и другие приурочены к верхам регрессирующих

и отчасти к самым низам трансгрессирующих пачек. Таким образом, связь формирования глин подтипов „д" и „з" с моментами изоляции ферганского водоема от участков открытого моря выступает со всей очевидностью. Изоляция ферганского водоема, в сочетании со слабым поступлением пресных вод с обрамлений депрессии и сухим жарким климатом, приводила к повышению концентрации солей в водах лагуны. Это обстоятельство, с одной стороны, обусловило химическую садку сульфатов кальция, с другой—исключало возможности расселения фауны в водоеме.

Наряду с общими чертами, в образовании глин подтипов „д" и „з" имеется одно существенное различие, заключающееся в том, что первые из них формировались в восстановительных, а вторые, наоборот, в окислительных условиях.

Из приведенного выше описания различных фациальных подтипов глинистых пород нетрудно видеть, что по характеру чН среды осадконакопления они четко подразделяются на две подгруппы—глины с первичной гидроморфной окраской, формировавшиеся в восстановительных условиях, и глины с первичной аэроморфной окраской, образование которых происходило в окислительной обстановке.

Различную окраску осадочных пород обычно связывают с соотношением в них закисного и окисного железа. С этой целью нами было подсчитано отношение $\frac{FeO}{Fe_2O_3} \cdot 100$ в глинистых (табл. 10) и карбонатных (табл. 6, 7, 8) породах. Сопоставляя полученные величины с окраской, в частности глинистых пород, нам не удалось получить сколько-нибудь ясно выраженную зависимость. Так, например, различно окрашенные глины (кирпично-красные, синевато-зеленые, бурые и т. д.) характеризуются одинаковыми величинами отношения $\frac{FeO}{Fe_2O_3} \cdot 100$ (табл. 10, образцы №№ 794', 228', 1212 и др.); и, наоборот, одинаковые по окраске породы обнаружизают резкие колебания в величинах $\frac{FeO}{Fe_2O_3} \cdot 100$ (образцы №№ 772, 809, 510', 527' и др.).

Поэтому пришлось отказаться от использования данного коэффициента и попытаться выяснить, в какой конкретной форме находится железо в той или иной группе глин. Для этого были составлены кривые содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 в глинистых породах (рис. 33). Оказалось, что все имеющиеся анализы распределяются по двум типам кривых. Первый из них отличается сопряженностью кривых Al_2O_3 и Fe_2O_3, а второй—зеркальной сопряженностью.

Дальнейший анализ кривых выявил их связь с описанными подтипами глинистых пород. В глинах, имеющих гидроморфную окраску (подтипы „а", „б", „в", „д"), величины содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 зеркально сопряжены. В группе глин с аэроморфной окраской (подтипы „ж" и „е"), как правило, имеет место прямая пропорциональность между содержанием Al_2O_3 и Fe_2O_3.

Подобные соотношения свидетельствуют о том, что роль Fe_2O_3 в качестве хроматора ясно выступает в тех случаях, когда он находится в глинах в виде свободных окислов и гидроокислов. Имеющиеся рентгенографические анализы охристо-красных и кирпично-красных глин (подтип „ж") обнаруживают присутствие в них гидрогематита (табл. 10) и, таким образом, подтверждают этот вывод.

Недавно А. Н. Розанов (1951) убедительно доказал важную роль свободных окислов железа в формировании красноцветной коры выветривания на палеогеновых известняках юго-западного склона Ферганского хребта.

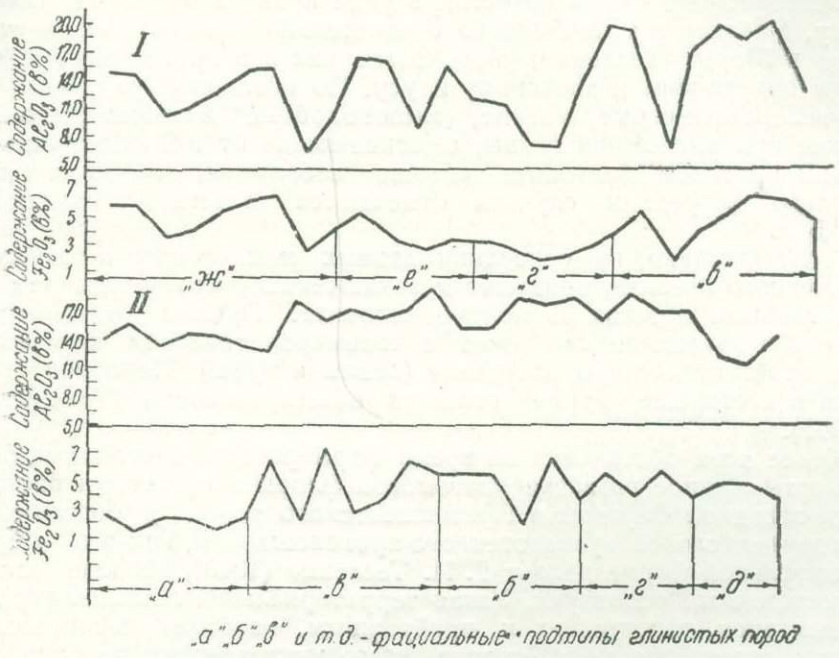


Рис. 33. Кривые содержания Al_2O_3 и Fe_2O_3 в различных генетических подтипах глинистых пород верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии.

При зеркальной сопряженности кривых Al_2O_3 и Fe_2O_3, т. е. в случае изоморфного замещения алюминия железом в кристаллической решетке глинистых минералов, значение железа как хроматора отступает на задний план. Здесь, вероятно, основная роль в формировании окраски глинистых пород принадлежит, как это было установлено С. М. Катченковым (1942) на примере синей кембрийской глины,—Cr, Ti, Ni, Co и другим элементам. Справедливость такого заключения, как нам кажется, иллюстрируется правой частью кривой типа I (рис. 33), куда попадают некоторые анализы глин фациальных подтипов „в" и „г", обладающих гидроморфной окраской. Несмотря на наличие в породах в этих случаях свободных окислов и гидроокислов железа (см., например, табл. 10, пласты 8, и 249), окраска их остается все же синевато-зеленой, лиловой и серой.

Заканчивая рассмотрение глинистых фаций, необходимо упомянуть еще о двух генетических подгруппах — о бентонитовых глинах и диатомовых опоках Ферганы, детально изучавшихся Г. И. Тесленко (1948, 1949). Диатомовые водоросли были обнаружены ею в кремнистых глинах сузакского яруса северо-западной части Ферганской депрессии и в Приташкентском районе. По данным Г. И. Тесленко, мощность диатомовой опоки в Кансае (Северо-западная Фергана) достигает 8—9 *м*, а содержание активного SiO_2 в породе колеблется от 11,6 до 12,9%.

Дальнейшие поиски диатомовых опок в других частях Ферганской депрессии, предпринятые Г. И. Тесленко, не увенчались успехом. Таким образом, намечается строгая локализация этих образований в северо-западном углу Ферганской депрессии и в Приташкентском районе.

Бентонитовые глины известны в ряде пунктов Ферганы (Сулюкта, Шорсу, Майлису и т. д.), однако сравнительно хорошо они изучены только в Шорсу (Тесленко, 1948). Здесь, как и в других местах, бентониты приурочены к алайскому ярусу. По внешнему виду—это серые, зеленовато-серые, мягкие, „мылоподобные" в свежем состоянии, хрупкие при высыхании глины, не вскипающие от HCl. Мощность отдельных прослоев бентонита обычно небольшая, от 0,05 до 0,5 *м*, и только в редких случаях отмечаются пласты, достигающие 1,0—1,5 *м*.

Г. И. Тесленко, на основании данных химического и рентгенографического анализа, приходит к заключению, что глины эти состоят главным образом из монтмориллонита. Генезис бентонитовых глин она справедливо связывает с гальмиролитическим перерождением пирокластического материала (пеплы и туфы). Подобная точка зрения в настоящее время является общепризнанной (Твалчрелидзе, 1941).

Менее ясна обстановка во время формирования диатомовых опок. Связывать пышное развитие диатомовой флоры в сузакском бассейне Северо-западной Ферганы и Приташкентского района с обогащением вод кремнекислотой вулканогенного происхождения, как это в предположительной форме делает Г. И. Тесленко (1949), на наш взгляд, нет достаточных оснований. Узкая территориальная локализация диатомовых опок, тяготеющих к прибрежным, наиболее мелководным участкам сузакского моря, скорее всего указывает на важную роль в пышном развитии диатомовой флоры притока пресных вод с суши. Расселение диатомовых водорослей, по-видимому, было тесно связано с местами впадения рек в прибрежную морскую зону, поставлявших пищу, необходимую для планктона.

ОБЛОМОЧНЫЕ ФАЦИИ

Среди собственно обломочных фаций верхнего мела и палеогена развиты алевриты (алевролиты), пески, песчаники, гравийники и конгломераты. Изучение гравийников и конгломератов ограничивалось полевыми наблюдениями, а в отношении других пород полевые наблюдения были дополнены гранулометрическим и минералогическим (иммерсионным) анализами, водными и солянокислыми вытяжками и исследованием типов косой слоистости. Данный текстурный признак использовался в комплексе и контролировался другими особенностями пород, поскольку без такого контроля, как справедливо подчеркивает Л. Н. Ботвинкина (1950), нетрудно допустить ошибку при расшифровке генезиса отложений.

Попытки применения нового метода интерпретации гранулометрического состава песчаных пород, предложенного Л. Б. Рухиным (1937, 1940, 1947), не увенчались успехом. При нанесении гранулометрических коэффициентов (средний логарифмический размер зерен и коэффициент сортировки) на генетическую диаграмму Л. Б. Рухина одинаковые по условиям образования пески и песчаники нередко попадали в различные поля диаграммы; и, наоборот, различные по происхождению породы располагались в пределах одного и того же

поля. Это обстоятельство, а также громоздкость пересчетов, анализа, отмечавшаяся Н. М. Страховым (1948_2), заставили нас отказаться от применения данного метода.

Степень окатанности зерен определялась визуально, под бинокуляром или микроскопом. При этом выделялись хорошо и плохо окатанные и полуугловатые зерна. Т. А. Лапинская (1947) предложила метод количественной характеристики окатанности зерен путем вычисления коэффициента сферичности, под которым она подразумевает отношение площади проекции зерна к площади описанного вокруг него круга минимального радиуса. Этот метод является наименее громоздким по сравнению с другими приемами количественной характеристики окатанности зерен и, возможно, будет внедрен в практику петрографических работ.

Изученные нами обломочные породы по генетическому признаку могут быть подразделены на отдельные фациальные подтипы. Среди последних выделяются морские (эпиконтинентальные), лагунные и континентальные образования.

Морские эпиконтинентальные отложения. В стратиграфическом разрезе эти отложения развиты главным образом в верхней части сумсарского яруса (горизонт „ч"), в экзогировой свите и местами—в риштанском, туркестанском и других ярусах палеогена и верхнего мела.

Представлены они преимущественно песчано-алевритовыми, обычно вскипающими от действия HCl породами светло-зеленых и светло-серых тонов. По гранулометрическому составу (см. табл. 1, 2, 4), наряду с собственно песками (песчаниками) и алевритами, нередко отмечаются различные между ними переходные разности (алевритовые пески, песчанистые алевриты и т. д.).

Одним из наиболее характерных признаков, позволяющим восстановить условия образования описываемых отложений, является наличие в них такого минерала-индикатора, как глауконит. Последний очень часто находится в ассоциации с коллофанитом.

По вопросу состава и происхождения глауконита в настоящее время имеется много публикаций (К. Д. Глинка, 1896; Н. И. Хитаров, 1932; И. Я. Микей, 1936; Л. Н. Формозова, 1949; Л. И. Горбунова, $1950_{1,2}$ и др.).

Исходя из переменного состава, в частности,—непостоянного отношения окисного и закисного железа в глауконитах, они обычно рассматриваются как показатели геохимически неустойчивой морской зоны. Л. В. Пустовалов (1933) полагает, что при образовании глауконита, на фоне постоянной борьбы между окислительными и восстановительными процессами, имеет место некоторый избыток свободного кислорода. Г. И. Теодорович (1946, 1949, 1951), принимая также непостоянство палеогеохимических условий формирования глауконита, еще большее значение отводит свободному кислороду в зоне осадконакопления. Границу раздела между восстановительной и окислительной зонами в данном случае он проводит ниже поверхности осадка, включая последний в окислительную зону.

В предыдущих главах отмечалось, что Л. И. Горбуновой ($1950_{1,2}$) были получены интересные разультаты при сравнительном изучении глауконитов разных фаций верхней юры и мела Подмосковного бассейна. Ей удалось выявить тесную связь, существующую между окраской и химическим составом глауконита и глубиной его образования в морском бассейне. Среди трех генетических типов глауко-

нита, выделяемых Л. И. Горбуновой, крупнозернистые темно-зеленые разности рассматриваются как образования, характерные для наиболее мелководной части шельфа.

Темно-зеленая окраска зерен глауконита, встречающихся в описываемых алевритово-песчаных отложениях палеогена и верхнего мела Ферганы, позволяет относить их к мелководным морским фациям верхней части шельфа, отличавшейся неустойчивостью геохимических условий в отношении окислительно-восстановительного потенциала.

На фиг. 6 (рис. 5) показана косая слоистость одного из пластов верхней части сумсарского яруса Нарына, характерная для прибрежно-морских осадков (Ю. А. Жемчужников, 1940). Таким образом, вывод о прибрежно-морских условиях формирования алевритово-песчаных образований подкрепляется и текстурными признаками пород.

Что касается солености вод в зоне осадконакопления, то по этому признаку, судя по отсутствию первичных сульфатов в составе песчаников (песков) и алевритов, бассейн приближался к типу нормального моря.

Окислительно-восстановительный потенциал (чН) придонных и иловых вод временами существенно изменялся в сторону господства окислительных условий. Подобное изменение сопровождалось исчезновением глауконита и преимущественным накоплением железа в окисной форме, вследствие чего алевриты и песчаники приобретают первичную аэроморфную (красную, кирпично-красную и охристо-красную) окраску.

Такого рода образования развиты главным образом в разрезе верхнего мела, в частности, в свите Яловач. Рисунки косой слоистости пласта № 43 Исфары (рис. 5, фиг. 19, 20, 21), залегающего в подошве свиты Яловач, приближаются к прибрежно-морскому типу и, следовательно, подтверждают такое заключение.

Среди морских эпиконтинентальных отложений, наряду с песчаниками (песками) и алевритами (алевролитами), изредка отмечаются и более грубозернистые обломочные породы—гравийники и конгломераты. Появление их в разрезе, несомненно, связано с резкими изменениями в условиях осадконакопления. Таковы, например, базальные конгломераты мела, залегающие со следами отчетливого размыва на юрских континентальных свитах, или конгломераты Калачинской свиты, подстилающие экзогировые слои.

Пласты мелкогалечных конгломератов и гравийников местами (Чимион, Риштан, Яркутан и др.) залегают в подошве риштанского яруса южноферганской полосы. Они также ложатся на тонкоотмученных зеленых глинах туркестанского яруса с ясными следами размыва. Подобные соотношения указывают на развитие в предриштанский век крупных восходящих движений, охвативших Ферганскую депрессию и ее обрамления.

Лагунные отложения. Моменты изоляций ферганского водоема от участков открытого моря фиксировались накоплением в нем песчано-алевритовых осадков, заметно обогащенных сингенетическими доломитом, баритом, целестином и отчасти флюоритом. В предыдущей главе при рассмотрении минералогического состава пород отмечалось, что по мере перехода от свиты Яловач к датским слоям в разрезе верхнего мела наблюдается закономерно выдержанная смена доломита баритом и целестином, а затем—ангидритом.

Изучение целестина и флюорита в осадочных породах приводит исследователей (Г. И. Бушинский, 1936; Л. В. Пустовалов, 1937;

Н. М. Страхов, 1946; Н. М. Страхов и И. Д. Борнеман-Старинкевич, 1946; В. П. Флоренский, 1941 и др.) к единодушному мнению о том, что эти минералы являются характерными образованиями усыхающих реликтовых бассейнов.

Таким образом, последовательная смена в обломочных породах верхнего мела сингенетического доломита баритом, целестином, местами флюоритом, а затем ангидритом указывает на прогрессировавшее осолонение Ферганского бассейна. В связи с этим находит объяснение отсутствие в описываемых лагунных фациях органических остатков, а также исчезновение кальцита в цементе пород, широко представленного в морских эпиконтинентальных отложениях. В отличие от последних, песчано-алевритовые породы здесь обычно сцементированы доломитом и сульфатом кальция.

Для рассматриваемых отложений весьма характерна их пестроцветная окраска, обусловленная частым чередованием тонких прослоев, окрашенных в различные тона (зеленые, лиловые, голубые, кирпично-красные, охристо-красные и др.). Это обстоятельство послужило основанием к выделению в разрезе верхнего мела самостоятельной „пестроцветной" свиты. Многократное переслаивание кирпично-красных, охристо-красных, розовых песков (песчаников) и алевритов с зелеными, лиловыми и голубыми разностями свидетельствует о колебаниях величины чН в зоне осадконакопления, сопровождавшихся сменой окислительных условий восстановительными и наоборот.

Континентальные отложения. На протяжении своей верхнемеловой и палеогеновой истории Ферганская депрессия и ее горные обрамления испытывали многочисленные вертикальные колебательные движения, контролировавшие мощности накапливавшихся осадков, очертания бассейнов, распределение в них осадков и т. п.

Поскольку эпиконтинентальные моря Ферганы были в целом мелководными, то восходящие вертикальные движения нередко выводили из-под зеркала морских вод отдельные участки краевых частей депрессии, подвергавшиеся размыву. Однако в частых понижениях рельефа здесь происходило накопление различных генетических типов аллювиальных, пролювиальных, озерных и т. п. континентальных отложений.

Подобная обстановка седиментации характерна особенно для верхнемеловой эпохи, когда после длительного континентального осадконакопления нижнемезозойского времени Ферганская депрессия вновь подвергается морским трансгрессиям. Как показывает изучение разрезов мела и палеогена северной и южной бортовых частей депрессии, североферганская полоса, примыкавшая к южным окраинам Ангренского материка, чаще выступала из-под уровня моря. Именно этим и объясняется преимущественное развитие континентальных отложений верхнего мела и палеогена в Северной Фергане (Варзык, Нарын, Чарвак и т. д.).

Представлены отложения, как правило, аэроморфными по окраске обломочными породами от алевро-пелитов до конгломератов включительно. Терригенный материал в них очень часто плохо отсортирован, вследствие чего возрастает роль паттумных разностей. Соотношение обломочной части и цемента пород непостоянно; в составе цемента отмечаются главным образом кальцит, окислы и гидроокислы железа и глинистый материал.

Органических остатков, за исключением пресноводных остракод и пелецинод, костей позвоночных и фрагментов растений, описы-

ваемые отложения не содержат. Особенности органических остатков, в сочетании с исчезновением здесь такого морского минерала-индикатора, как глауконит, обычно позволяют отличить эти образования от сходных с ними по внешнему виду эпиконтинентальных пород.

Некоторые наводящие указания на генезис континентальных отложений верхнего мела дает изучение типов косой слоистости. Так, например, рисунки косой слоистости пластов № 19 Шайдана и № 39 Соха (рис. 5) характерны для осадков периодических потоков, а пласты № 30, 49 и 147 Нарына и № 20, 50 Варзыка—для речных накоплений. Иногда рисунки косой слоистости приближаются к дельтовому типу (Варзык, пласты № 11, 18).

Отдельные прослои сравнительно хорошо отсортированных светло-зеленых, светло-серых и голубоватых глин и алевритов, прослеживающиеся на значительных площадях, являются, по-видимому, отложениями опресненных озерных водоемов. К такого рода прослоям обычно и приурочены находки остатков пресноводных пелеципод и остракод.

Заканчивая описание фаций верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии, следует подчеркнуть, что рассмотренными на предыдущих страницах литофациями не исчерпывается все их разнообразие в данной секции стратиграфического разреза. Мы попытались только, руководствуясь вещественным составом и особенностями генезиса пород, выделить основные разновидности литофаций верхнего мела и палеогена.

ВЫВОДЫ

Изложенный материал приводит нас к следующим выводам.

1. Среди отложений верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии развиты карбонатные (органогенные и хемогенные), сульфатные, глинистые и собственно обломочные фации. Последние представлены последовательным рядом—от конгломератов до пелитов включительно.

2. Органогенные карбонатные фации явились предметом детальных исследований Р. Ф. Геккера, А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской (1951). В связи с этим главное внимание автора было направлено на изучение в основном хемогенных карбонатных фаций. По вещественному составу они четко подразделяются на подгруппы известняковых и доломитовых пород.

3. Несмотря на многочисленные исследования доломитов, вопросы их генезиса и вещественного состава остаются до настоящего времени предметом дискуссий (В. Б. Татарский, 1937, 1939; Г. И. Теодорович, 1942 и др.).

В нефтяной практике вопрос о происхождении доломитов, помимо теоретического интереса, приобретает и большую практическую значимость, так как доломиты нередко являются коллекторами нефти в месторождениях ряда провинций (Средняя Азия, районы „Второго Баку", Пермский бассейн, США и др.).

Описанные нами доломиты Ферганской, Южнотаджикской и Приташкентской депрессий по вещественному составу и генезису подразделяются на отдельные фациальные подтипы (II-а; II-б и II-в).

Связь доломитов всех без исключения подтипов с определенными частями стратиграфического разреза, многократное чередование с пластами нормальных (недоломитовых) известняков, большое распространение по площади и отсутствие переходных разностей

между известняками и доломитами, а также и связи между пористостью и содержанием в карбонатах MgO позволяют отрицать возможности их вторичного (гидрохимического) образования.

Наоборот, перечисленные особенности в сочетании с огипсованностью и отсутствием терригенных включений в доломитах подтипа II-в дают основание рассматривать эти доломиты как первичные, *формировавшиеся в условиях осолонявшихся лагун Ферганы и Южно*-таджикской депрессии. Такой вывод подкрепляется и „карликовым" характером фауны корбулид, местами встречающейся в доломитах подтипа II-в.

Существенно иначе вырисовывается обстановка формирования доломитов подтипа II-б, обогащенных терригенным материалом и не обнаруживающих заметной огипсованности.

Достаточно ясно устанавливается тесная связь между моментами значительного опреснения прибрежных участков морских водоемов и образованием доломитов подтипа II-б. Это позволяет предполагать, что в данном случае образование доломита шло благодаря взаимодействию $Ca(HCO_3)_2$ пресных континентальных вод и магниевыми солями вод лагуны. Поэтому нет оснований отрицать, как это делает *В. Б. Татарский (1952) в полемике с Н. М. Страховым, возможности* формирования таким путем некоторых разностей доломитов.

Детализируя, можно выделить среди доломитов подтипа II-б: 1) первичные доломиты с молекулярным отношением $CaCO_3$: $MgCO_3$, равным или близким к единице; 2) диагенетические доломиты с молекулярным отношением $CaCO_3 : MgCO_3$, колеблющимся от 1,26 до 2,70.

Описываемые доломиты местами содержат остатки устриц; иногда в разрезах они чередуются с ракушечниками, пластами оолитовых и водорослевых известняков или переходят в них в горизонтальном направлении. Подобные соотношения свидетельствуют о мелководном характере прибрежной полосы бассейна, где шло формирование доломитов.

Доломиты подтипа II-а по составу и условиям образования занимают как бы промежуточное положение между подтипами II-б и II-в. В них нет сколько-нибудь заметных следов огипсованности, ни существенных примесей терригенного материала. Области осадконакопления подобных доломитов представляли собой, вероятно, относительно мелководные морские зоны, свободно сообщавшиеся с открытым морем, в которые привнос обломочного материала с достаточно выравненной суши отсутствовал.

Молекулярное отношение $CaCO_3 : MgCO_3$ в доломитах подтипа II-а, равное 1—1,15, а также присущие им общие признаки, которые мы отмечали выше, дают основание относить их к первичным доломитам.

4. Проведенные исследования не выявили какой-либо зависимости между аккумуляцией нефти и степенью „доломитизации" известняков. *Нефть в месторождениях Ферганы и Южнотаджикской депрессии в* равной мере встречается как в доломитах, так и в известняках. Судя по имеющимся в литературе данным, такой избирательной аккумуляции нефти нет и в других нефтеносных бассейнах.

5. Среди хемогенных известняков выделяются два фациальных подтипа. Первый из них, подтип I-а, по условиям своего образования ближе всего стоит к доломитам подтипа II-а. Формирование известняков шло также в теплом мелководном морском бассейне, имеющем достаточно свободную связь с открытым морем. Но в отличие от зоны накопления названных доломитов, во время их образования

щелочной резерв (Н. М. Страхов, 1944, 1945) вод был, видимо, значительно ниже.

Некоторое повышение щелочного резерва можно предполагать при формировании известняков, обогащенных обломочным материалом (подтип 1-б), однако оно было недостаточным для выпадения $CaMg(CO_3)_2$ в осадок или фиксации на дне водоема основных солей магния, которые могли бы привести к развитию диагенетических доломитов.

6. Сульфатные отложения верхнего мела и палеогена представлены первичными ангидритами и гипсами, являющимися результатом гидратации ангидрита в поверхностной зоне. Накопление ангидрита связано с моментом максимальной изоляции ферганского водоема от участков открытого моря (датский век, согдийское время и отчасти сумсарский век). Это обстоятельство в сочетании с незначительным поступлением пресных вод с пенепленизированных обрамлений депрессии, в условиях аридного климата, обусловило концентрацию солей в водах выпаривающейся лагуны, приводившую к выпадению ангидрита в осадок.

7. Описанные глинистые фации четко подразделяются на две подгруппы — отложения с первичной гидроморфной окраской, формировавшиеся в восстановительных условиях, и образования окислительной зоны с первичной аэроморфной окраской.

Особенности вещественного состава пород, а также характер биоценозов в них позволяют среди этих подгрупп наметить различные фациальные подтипы. В подгруппе гидроморфных по окраске пород выделяются подтипы „а", „б", „в", „г" и „д", а в подгруппе аэроморфных — подтипы „е", „ж" и „з".

Подтип „а" сложен плотными, часто крепкими светло-бурыми, не вскипающими от HCl, кремнистыми глинами, обогащенными по многочисленным трещинкам, секущим породы, вторичным гипсом. Последний является результатом окисления пирита в поверхностной зоне. Глины данного подтипа встречаются только в исфаринском ярусе.

Химические анализы кремнистых глин выявляют максимальные потери при прокаливании после обработки образцов 10% HCl по сравнению с другими разновидностями глин, повышенное содержание FeO при минимальных значениях, а часто при полном отсутствии в них марганца.

Приведенные данные указывают на восстановительную обстановку, существовавшую в зоне осадконакопления. Осаждение и последующее разложение органического вещества на дне моря исфаринского века благоприятствовали установлению щелочной реакции в иловых и придонных водах, что в сочетании с небольшой общей концентрацией солей ($NaCl$, $MgCl_2$ $CaSO_4$ и др.) в водоеме исключало возможности химической садки $CaCO_3$ и сохранения известковых раковин фауны. В связи с этим находит себе объяснение присутствие в глинах подтипа „а" только остатков радиолярий и фораминифер с агглютинированной раковиной.

Подтип „в" стоит в генетическом отношении довольно близко к только что рассмотренным кремнистым глинам, если не считать отсутствия в них радиолярий и вообще признаков окремнения пород. В составе пород здесь также нет кальцита химического происхождения и *каких-либо признаков первичных сульфатов или органических* остатков, имеющих известковую раковину. Все эти особенности, с одной стороны, и приуроченность глин подтипов „а" и „в" пре-

и мущественно к исфаринскому и ханабадскому ярусам, с другой,—свидетельствуют о формировании их в моменты максимальной трансгрессии моря в пределы Ферганской депрессии, когда устанавливалась свободная связь ферганского бассейна с открытым морем.

Однако газовый режим бассейна не оставался постоянным во времени. Иногда в придонную зону начинал поступать из верхних слоев воды свободный кислород, необходимый для развития бентоса. Расселение бентонных форм, в свою очередь, создавало дефицит CO_2 в иловых водах, приводящий к химической садке $CaCO_3$. Примерно так представляются нам условия образования глин подтипа „г".

Некоторая изоляция ферганского водоема приводила к накоплению глин подтипа „б", в составе которых появляются доломит и минералы глин. Дальнейшее развитие положительных по знаку вертикальных движений сопровождалось образованием огипсованных глин подтипа „д"—типичных отложений выпаривающейся лагуны.

В подобных же условиях выпаривающейся лагуны формировались глины подтипа „з", за исключением того, что гидродинамическая активность зоны осадконакопления в этом случае обеспечивала поступление свободного кислорода в иловые воды.

Генезис глин подтипа „ж", представленных охристо-красными, кирпично-красными, не вскипающими от HCl, обычно „немыми" разностями, приходится связывать с самыми начальными стадиями отшнурования лагун, так как в них мы еще не находим первичных сульфатов. Основанием к предположению о некоторой изоляции бассейна служат находки в этих глинах доломита.

Подтип „е", если не считать окислительной обстановки в зоне осадконакопления, является, в известной мере, аналогом подтипа „г".

Несколько отличаются от рассмотренных подтипов условия образования диатомовых опок и бентонитов Ферганы. Первые из них формировались в прибрежной мелководной полосе сузакского моря северо-западной части депрессии, в местах впадения речных потоков в море, а вторые—представляют собой результат гальмиролитического перерождения пирокластического материала на дне алайского моря.

8. Роль железа, в качестве хроматора глинистых пород, различна. В тех случаях, когда оно находится в виде свободных окислов и гидроокислов, аэроморфная окраска глин всецело зависит от этих соединений. В случае же зеркального сопряжения Al_2O_3 и Fe_2O_3, т. е. при изоморфном замещении алюминия железом в кристаллической решетке глинистых минералов, основное значение в формировании гидроморфной окраски имеют, по-видимому, примеси таких элементов, как Cr, Ni, Co, Cu и др.

9. В группе собственно обломочных фаций выделяются морские эпиконтинентальные, лагунные и континентальные образования.

Первые из них приурочены главным образом к верхней части сумсарского яруса, к экзогировой свите и местами к риштанскому, туркестанскому и другим ярусам палеогена и верхнего мела. Сложены они преимущественно песчано-алевритовыми, обычно известковистыми породами светло-зеленых и светло-серых тонов. Наиболее характерно наличие в составе их темно-зеленых зерен глауконита, нередко в ассоциации с коллофанитом. Эти особенности состава позволяют рассматривать данный фациальный подтип как отложения верхней части шельфа, отличавшейся неустойчивостью геохимических условий в отношении чН.

Моменты господства окислительных условий в придонных и иловых водах мелководного моря сопровождались накоплением алеври-

товых и песчаных осадков, имеющих первичную аэроморфную окраску.

Наряду с песками (песчаниками) и алевритами (алевролитами) среди эпиконтинентальных образований иногда развиты и более грубозернистые обломочные породы—гравийники и конгломераты. Появление их в разрезе связано с резкими изменениями, наступавшими в условиях морской седиментации, в частности, с проявлением восходящих движений в Ферганской депрессии и ее обрамлениях.

Изоляция ферганского бассейна от участков открытого моря фиксировалась накоплением в нем песчано-алевритовых осадков, обогащенных сингенетическими доломитом, баритом, целестином, сульфатом кальция и иногда флюоритом. При этом в разрезе верхнего мела, по мере перехода от свиты Яловач к датским слоям, наблюдается последовательная смена по вертикали доломита баритом и целестином, в свою очередь, уступающим место сульфатам кальция. Подобные соотношения указывают на прогрессировавшее в это время осолонение ферганского бассейна в процессе превращения его в лагуну. С обстановкой выпаривающейся лагуны хорошо согласуются факты отсутствия каких-либо органических остатков в отложениях данного фациального подтипа, их пестроцветная окраска и исчезновение кальцита в составе цемента обломочных пород, вместо которого появляется доломит, а в более поздние стадии—ангидрит и гипс.

Крупные восходящие вертикальные движения временами выводили отдельные, краевые участки Ферганской депрессии из-под зеркала морских вод. В частных понижениях рельефа приподнятых участков накоплялись континентальные главным образом обломочные отложения. Представлены они, как правило, аэроморфными по окраске алевро-пелитами, гравийниками, галечниками и конгломератами. Отсортированность терригенного материала чаще всего плохая, что приводит к развитию паттумных пород. В составе цемента обычно отмечаются кальцит, окислы и гидроокислы железа и глинистый материал.

Исчезновение в рассматриваемых отложениях глауконита и специфический комплекс органических остатков в них, состоящий из пресноводных пелеципод и остракод, костей позвоночных и фрагментов растений, позволяют отличить их от сходных с ними по внешнему виду эпиконтинентальных пород.

Не пытаясь сколько-нибудь подробно и обоснованно наметить отдельные генетические типы континентальных отложений верхнего мела и палеогена Ферганы, поскольку этот вопрос нуждается в специальных исследованиях, отметим только, что по характеру косой слоистости и некоторым другим признакам здесь могут быть выделены аллювиальные накопления, осадки периодических потоков и пресноводные озерные образования.

В разрезах верхнего мела и палеогена Ферганы, особенно в ее северной части, нередко наблюдается чередование морских (эпиконтинентальных), лагунных и континентальных отложений. Подобная смена фаций тесно связана с многократным проявлением, различных по знаку, вертикальных движений в пределах депрессии и ее обрамлений.

Рассмотренными выше литофациями не исчерпывается все их разнообразие в верхнемеловой и палеогеновой секциях стратиграфического разреза. Руководствуясь вещественным составом и особенностями генезиса пород, мы стремились только к выделению основных, на наш взгляд, разновидностей литофаций верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии.

Глава VI

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ВЕРХНЕМЕЛОВУЮ И ПАЛЕОГЕНОВУЮ ЭПОХИ

Попытка выяснения особенностей и деталей истории геологического развития Ферганской депрессии в верхнемеловую и палеогеновую эпохи имеет не только теоретический, но и большой практический интерес.

С палеогеновыми и верхнемеловыми отложениями этой области связан ряд полезных ископаемых, важнейшими из которых являются нефть и горючий газ.

Первые, хотя и весьма общие, высказывания о палеогеографических условиях Средней Азии, в том числе и Ферганской депрессии, мы находим в работе Д. Мышенкова, опубликованной в 1871 г. Этот автор, указывая на несогласное залегание меловых пород на более древние палеозойские известняки, пишет, что „... Все эти примеры несогласного напластования достаточно убеждают, что кряжи, составляющие западное продолжение Тянь-Шаня, образовались не вдруг; результатом первых подъемов было образование кряжей, сложенных из диоритов, протогинов, гранитов, сланцев и древних известняков. Кряжи эти омывались морями мелового периода"[1].

Таким образом, здесь, насколько нам известно, впервые, приводится указание на существование в пределах Ферганской депрессии морей мелового периода.

В третьем выпуске „Материалов", вышедшем в свет в 1890 г., Г. Д. Романовский вкратце останавливается на условиях образования верхнемеловых пород Ферганы, рассматривая их как морские мелководные отложения.

В первом томе своего капитального труда „Туркестан", опубликованном в 1886 г., И. В. Мушкетов в главе XIII, посвященной Фергане, пишет: „Что касается распределения меловой фауны Ферганы, то весьма вероятно, что будущие детальные исследования докажут такое же спорадическое распространение окаменелостей, т. е. присутствие раковинных банок, как в третичных осадках", и дальше „... при спорадическом распределении или, все равно, при существовании банок, может быть, окажется, что различные виды соответствуют одному и тому же горизонту, но образуют отдельные банки в различных местах по простиранию одних и тех же пластов... Это весьма вероятно для меловых осадков уже потому, что оро-геологический характер берегов бывшего мелового ферганского залива, окруженного горами, несомненно отличался большим разнообразием; следовательно, животная жизнь, особенно прибрежная или мелководная фауна, к которой

[1] Разрядка наша. — *А. Г.*

принадлежит большинство ферганских ископаемых, не могла иметь одинаковых условий своего существования по всем берегам. В одних местах развивалась одна группа видов, в других—другая, в третьих—смешанная и т. д., вследствие этого могло получиться несколько отдельных, но одновременных фаций, принадлежащих одной и той же группе пластов" (1886, стр. 516).

Мы позволили себе привести эту большую цитату из работы пионера и, несомненно, крупнейшего исследователя геологии Средней Азии И. В. Мушкетова потому, что в ней он четко сформулировал свои представления по весьма важным в разбираемом нами плане вопросам. Здесь И. В. Мушкетов вполне определенно говорит о меловом мелководном морском заливе Ферганы и подчеркивает, что спорадическое распространение ископаемой фауны в отложениях подобного рода бассейнов представляется обычным явлением. Последнее он справедливо объясняет быстро изменяющимися условиями обитания фауны, иногда даже для соседних, близко расположенных, участков бассейна.

Следовательно, уже И. В. Мушкетов обратил внимание на „пятнистое", спорадическое расселение фауны в морских водоемах и на тесную связь, существующую между развитием фауны и фациями. Это принципиально важное и теперь бесспорное положение, к сожалению, даже в настоящее время не всегда учитывается при биостратиграфических построениях, что нередко приводит к неправильным выводам. В качестве примера можно указать на ошибку, о которой пишет В. В. Меннер (1950), допущенную при параллелизации отложений среднего карбона Поволжья и Подмосковного бассейна.

После работ И. В. Мушкетова и Г. Д. Романовского в изучении геологии Средней Азии с 1886 г. наступает перерыв, длившийся до 1902 г., когда начали свои исследования геологи Геологического комитета В. Н. Вебер, Ф. Н Чернышев, А. В. Фаас и др. Начиная с 1909 г., проводимые здесь исследования становятся систематическими (В. Н. Вебер, К. П. Калицкий и др.).

Из работ этого, второго, периода наибольший для нас интерес представляет исследование верхнемеловых отложений Туркестана А. Д. Архангельского (1916_1), который расчленяет верхнемеловые отложения Ферганы на ряд пачек, приводит свои соображения о возрасте их и пытается параллелизовать с верхнемеловыми отложениями Европейской России.

При разработке стратиграфической схемы А. Д. Архангельский не ограничился, как его предшественники, использованием фаунистических признаков и петрографических особенностей пород, а привлек для этих целей и данные палеогеографического анализа.

Благодаря этому, ему удалось подметить общие черты ритмического строения разрезов верхнемеловых и палеогеновых отложений Туркестана, в том числе и Ферганы, и выделить среди них четыре свиты, каждая из которых соответствует (по его терминологии) определенным осадочным циклам.

Подобный широкий геологический подход при разработке стратиграфических вопросов позволил А. Д. Архангельскому сделать выводы, нередко сохраняющие свое значение и в настоящее время, даже при условии использования по Фергане только литературных материалов.

В 1926 г. Д. В. Наливкин опубликовал „Очерк геологии Туркестана", в котором, обобщив громадный фактический материал, накопленный к 1925 г., он впервые дал историю геологического развития

Средней Азии, начиная с протерозоя до четвертичного периода включительно.

Отмечая, что вся территория Туркестана в нижнемеловую эпоху представляла собой безжизненную тропическую пустыню, в отдельных областях которой накапливались красноцветные обломочные породы большой мощности, Д. В. Наливкин говорит об охвативших и Ферганскую депрессию предсеноманских опусканиях, обусловивших трансгрессию сеноманского моря. Основываясь на детальном анализе разрезов меловых отложений, Д. В. Наливкин вполне определенно высказывается в пользу того, что верхнемеловое море проникло в Фергану с юго-востока, со стороны Алайского пролива, посредством которого оно сообщалось с южными морями. Больше того, учитывая различия в составе верхнемеловой фауны Ферганы и Приташкентского района, этот исследователь подчеркивал, что данные области в верхнемеловую эпоху были разобщены невысокой грядой и, следовательно, Ферганский бассейн этого времени являлся заливом (1926, стр. 175).

В более поздних работах, опубликованных в 1930 г. и 1936 г., Д. В. Наливкин, используя новый фактический материал, накопленный после 1925 г., развивает свои представления о палеогеографии Средней Азии в тесной ее увязке с тектоническими циклами западной части Ангарской геосинклинали.

Весьма важными для палеогеографических реконструкций Ферганской депрессии являются выводы Д. В. Наливкина о пульсирующем типе движений верхнего мела и палеогена в Фергане, о циклическом строении отложений этого времени и, наконец, вывод о верхнеюрском времени формирования Ферганского хребта, который исключал возможность продвижения верхнемелового моря Ферганы дальше на восток.

Таким образом, в работах Д. В. Наливкина вопросы палеогеографии Средней Азии, рассматривавшиеся исследователями до того лишь в очень редких случаях, приобретают самостоятельное значение и получают необходимую разработку.

Н. П. Васильковский в 1935 г. опубликовал свои представления об условиях формирования соленосно-гипсоносной толщи Северо-западной Ферганы (Супетау, Акбель и Акчоп), которую рассматривает как фацию реликтового, лагунного бассейна, существовавшего здесь в сумсарское время.

В 1936 г. О. С. Вялов, касаясь физико-географической обстановки Ферганы в нижнемеловую эпоху, отмечает возможность хотя бы кратковременного появления здесь моря.

Несколько позже, в 1938 г., М. Г. Барковская, на основе петрографического изучения меловых отложений Ферганы, уже вполне определенно высказывается в пользу их морского происхождения.

В том же 1938 г. выходит в свет капитальный труд В. И. Попова „История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня". В этой работе, наряду с обстоятельной критикой тектонических каналов Штилле и развития основных положений, выдвигаемых автором теории „волновых движений", мы находим также анализ истории развития Западного Тянь-Шаня, в частности, и для интересующего нас отрезка времени — верхнего мела и палеогена. Важным в трактовке этого исследователя является то, что основным определяющим признаком геологического развития Западного Тянь-Шаня, как, впрочем, и земной коры в целом, он считает прогрессивное разрастание во времени поднятий за счет депрессий.

В 1939 г. в статье „Опускается ли Ферганская котловина?" Н. П. Васильковский, используя новые данные по геологии Ферганской котловины, критически пересматривает существовавшие точки зрения по этому вопросу.

Полемизируя с Д. В. Наливкиным (1933), этот исследователь присоединяется к мнению В. Н. Вебера, который еще в 1910 г. высказал предположение об опускании в четвертичный период Ферганской котловины. Однако, в отличие от В. Н. Вебера, Н. П. Васильковский считает, что опускание Ферганской котловины началось еще в конце палеогена и развивалось в неогене и в четвертичный период. Основную причину, вызвавшую это опускание, Н. П. Васильковский видит не в колоссальной нагрузке, создаваемой мощной толщей обломочных отложений, аккумулировавшихся на дне котловины, как это считал В. Н. Вебер, а в том, что Ферганская котловина подвергалась сжатию со стороны ее горных обрамлений.

В сводках П. А. Шехтмана (1941) по нижнемезозойским угленосным отложениям и Б. А. Борнемана (1940)—по меловым отложениям Средней Азии рассматриваются также вопросы палеогеографии Ферганской депрессии для соответствующих периодов.

Примерно в это же время появляется работа Б. А. Петрушевского (1940), посвященная палеогеографии и тектонике Южнотаджикской депрессии и Афганистана.

Краткое, но систематическое изложение истории геологического развития Ферганы мы находим в работе Н. П. Васильковского, датированной 1941 г. Наиболее интересным выводом в разбираемом нами плане является заключение Н. П. Васильковского о том, что Фергана, как обширная депрессионная зона, по существу была сформирована уже в верхнем палеозое.

В докладе на 1-й Среднеазиатской нефтяной конференции в 1941 г. нами была предпринята попытка восстановить некоторые палеогеографические черты Ферганской депрессии в верхнем меле и палеогене, исходя из литологического изучения отложений этого времени и ритмостратиграфического анализа.

В 1947 г. на II Среднеазиатской конференции геологов-нефтяников нами была доложена краткая сводка по палеогеографии Ферганской депрессии в мезозойское и палеогеновое время, сопровождавшаяся семью палеогеографическими схемами, составленными в 1945 г. по заданию ВНИИ. Применительно к верхнему мелу и палеогену Ферганы подобные палеогеографические схемы, насколько известно автору, были составлены впервые.

Вопросам палеогеографии палеозоя Урало-Тяньшанского орогена и истории формирования виргаций Западного Тянь-Шаня посвящено исследование А. В. Пейве, опубликованное в 1947 г. Интересным в трактовке А. В. Пейве является утверждение о том, что виргации Западного Тянь-Шаня (Чаткальская и др.) ни историко-геологически, ни тектонически не связаны с основными глубинными структурами данного региона, вследствие чего вряд ли подобные структуры можно называть виргациями.

В 1948 г. вышла в свет работа С. С. Шульца (1948_2), в которой, наряду с рассмотрением новейшей тектоники Тянь-Шаня, как основного фактора формирования его горного рельефа, мы находим немало ценных сведений и в отношении Ферганской депрессии, уточняющих наши представления об истории ее развития.

В частности, С. С. Шульц, базируясь на структурно-фациальном анализе, убедительно показал на примере Ташраватской антиклинали,

что зарождение и развитие кайнозойских складок Ферганы „...происходило с начала палеогена до настоящего времени" (1948_2, стр. 198). Автор подчеркивает, что „О характере развития изученной (Ташраватской.—А. Г.) структуры в меловой период и ранее мы не имеем достаточных данных" (там же). Недавно нам удалось показать (1950_1), что и в меловой период имело место развитие Ташраватского поднятия.

В работах Б. А. Петрушевского, законченных в 1948 и 1949 гг., имеется ряд данных, позволяющих уяснить обстановку осадкообразования и в Ферганской депрессии для мезозойского и кайнозойского времени.

В других работах, опубликованных в период с 1947 по 1950 гг., затрагиваются отдельные вопросы палеогеографии в основном мела и палеогена Ферганы и соседних с ней областей.

Таким образом, приведенный краткий перечень предшествовавших работ показывает, что в отношении Ферганской депрессии до сих пор еще нет детальных палеогеографических исследований верхнего мела и палеогена, базирующихся на изучении литологии отложений этого времени и на анализе тектонических движений. Нет необходимости подчеркивать здесь важность подобного анализа для правильного понимания процессов осадкообразования.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ВЕРХНЕМЕЛОВУЮ ЭПОХУ

Переходя к истории развития Ферганской депрессии в верхнемеловую эпоху, следует уяснить себе положение ее в общей тектонической структуре Средней Азии и сопредельных областей. Подобная попытка тем более необходима, поскольку в многочисленных тектонических схемах, известных к настоящему времени для Западного Тянь-Шаня, Ферганская депрессия, как геотектоническая единица, рассматривается по-разному.

Так, например, на схеме, предложенной в 1926 г. Д. В. Наливкиным, делящим Среднюю Азию на три зоны, названные им „северными", „центральными" и „южными дугами", граница между северными и центральными дугами проходит, примерно, по р. Сыр-Дарье. При таком делении южная и центральная части Ферганской депрессии входят в состав центральных, а северная часть—северных дуг Средней Азии.

В. И. Попов (1938) при тектоническом районировании системы Западного Тянь-Шаня выделяет северную, срединную, южную и южную окраинную зоны. При этом Ферганскую депрессию В. И. Попов включает в состав Кураминской и Ферганской подзон срединной и южной зон Западного Тянь-Шаня.

В тектонической схеме, предложенной А. В. Пейве (1947), Ферганская депрессия выделяется как область, разделяющая северный и южный Тянь-Шань.

С. С. Шульц (1948), подчеркивая, что Ферганская впадина отделяет хребты Алайской горной системы от хребтов Тянь-Шаня, берет под сомнение правильность отнесения данной межгорной впадины целиком к Тянь-Шаню.

В этих условиях, при отсутствии единого мнения в отношении положения Ферганской депрессии в общем структурном плане Средней Азии, нам пришлось прибегнуть к составлению хотя бы схематического структурно-фациального профиля, который захватывал бы

собой не только Ферганскую депрессию, но и соседние области Средней Азии и Восточного Ирана (рис. 34).

Составленный профиль с северо-востока на юго-запад проходит по северной зоне Западного Тянь-Шаня (Кочкорская впадина), Ферганской депрессии, Южнотаджикской депрессии, Каракумскому плато, Предкопетдагской депрессии, Копет-Дагу, захватывая на крайнем юго-западе районы Восточного Ирана.

Исходными данными для построения профиля послужили: по Кочкорской впадине—материалы С. С. Шульца (1948_1), по Ферганской депрессии—материалы автора, Н. П. Васильковского (1941), С. А. Кушнаря (1937), В. Н. Огнева (1937_2, 1940) и др.; по Южнотаджикской депрессии—Н. П. Туаева (1934), П. П. Чуенко (1937); по Каракумскому плато—Н. П. Луппова (1945, 1948); по Предкопетдагской депрессии и Копет-Дагу—И. И. Никшича, (1924), И. И. Никшича, А. В. Данова и П. М. Василевского (1929), В. Н. Огнева (1939_2), П. И. Калугина (1942) и В. П. Мирошниченко (1945); наконец, по Восточному Ирану—F. G. Clapp'a (1940).

Поскольку нашей непосредственной задачей являлось выяснение мезо-кайнозойской истории Ферганской депрессии, то на профиле палеозойские отложения показаны как ближе не расчлененные.

Для мезо-кайнозойских отложений дано возрастное расчленение их (триас, нижняя юра, средняя и верхняя юра, нижний мел, верхний мел, палеоген, неоген+четвертичные) и общая фациальная характеристика, причем выделены континентальные, лагунные, морские эпиконтинентальные и морские геосинклинальные образования. За исключением „копетдагской термальной" линии, на профиле не показаны дизъюнктивные нарушения, особенно часто развитые на границе депрессий и поднятий. Однако подобная схематизация в данном случае допустима, так как она не искажает реально наблюдаемые соотношения мощностей пород и фаций мезо-кайнозоя.

Мощность послепалеозойских отложений Кочкорской впадины составляет 1400—1500 *м*. Представлены они здесь песчано-глинистыми и гравийниково-конгломератовыми образованиями, в нижней части с прослоями гипса, мирабилита и каменной соли.

С. С. Шульц ($1948_{1,2}$), занимавшийся изучением Кочкорской впадины, датирует эти образования как неоген и отчасти квартер, рассматривая их в нижней части, как фации соленых озер, а в верхней—в основном как осадки пресноводных бассейнов, пришедших на смену соленым озерам.

Таким образом, наиболее важным для нас будет вывод о развитии в Кочкорской впадине среди послепалеозойских пород исключительно континентальных неогеновых, четвертичных и современных отложений, мощность которых не превышает 1500 *м*.

К юго-западу от этой впадины, отделяясь от нее палеозойскими горными сооружениями Тянь-Шаня, располагается Ферганская депрессия—крупнейшая межгорная котловина Тянь-Шаня.

Даже беглый взгляд на профиль (см. рис. 34) позволяет заметить существенные различия в строении Ферганской и Кочкорской депрессий. Прежде всего, в первой из них возрастает общая мощность послепалеозойских отложений, достигающая, как минимум, 4000—5000 *м* по сравнению с 1500 *м* Кочкорской впадины.

Кроме того, разрез послепалеозойских накоплений Ферганы стратиграфически становится более полным. Здесь, наряду с неогеновыми и четвертичными образованиями, развиты также палеогеновые, меловые, юрские и триасовые отложения.

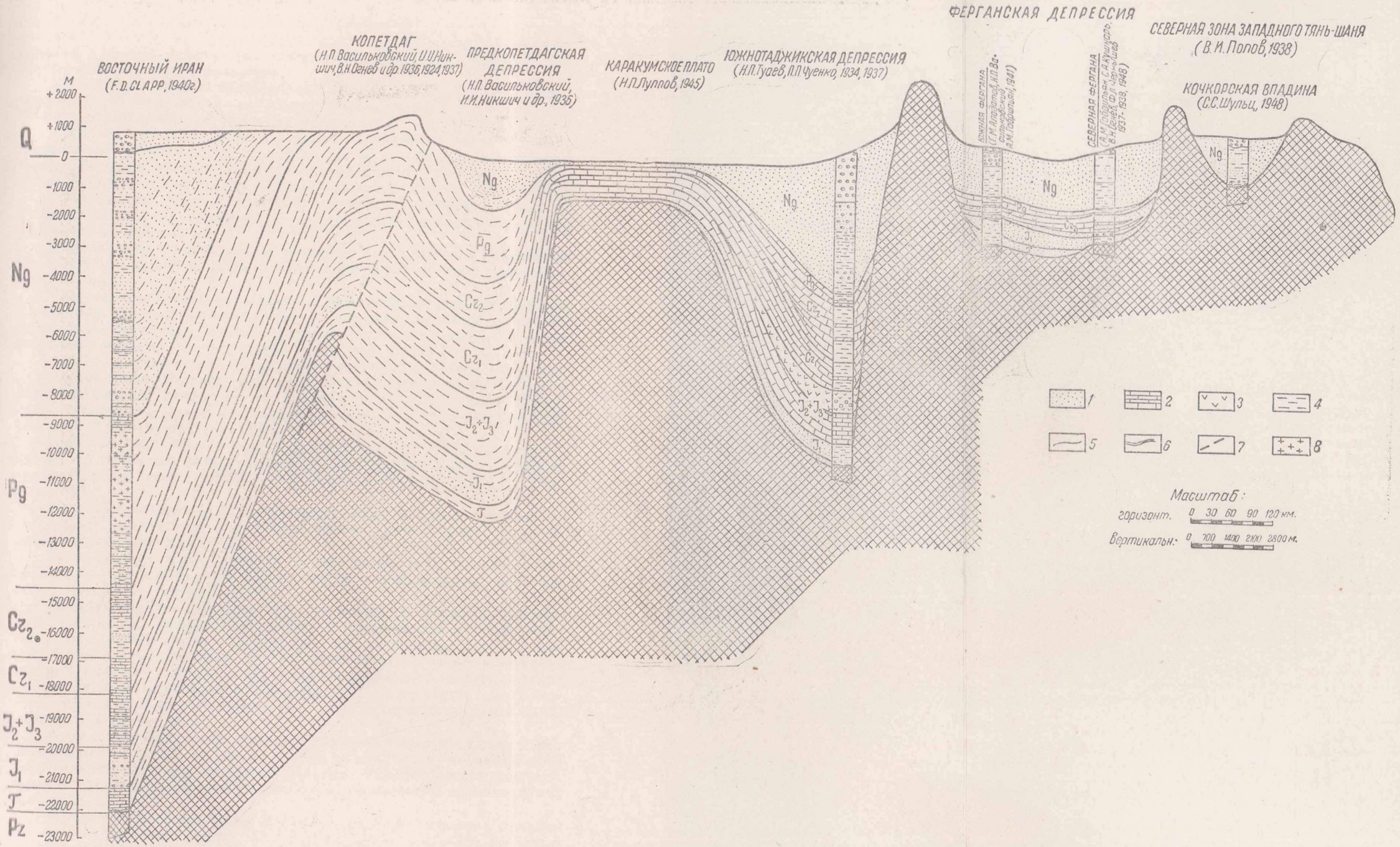


Рис. 34. Схематический структурно-фациальный профиль по линии Северный Тянь-Шань—Восточный Иран через Южнотаджикскую депрессию, Каракумы и Копет-Даг. Составил А. М. Габрильян.

Условные обозначения: *1*—континентальные отложения, *2*—морские (эпиконтинентальные) отложения, *3*—лагунные отложения, *4*—морские (геосинклинальные) отложения, *5*—перерыв в осадконакоплении, *6*—угловое несогласие, *7*—копет-дагская линия термальных источников, *8*—основные эффузивы и их туфы.

Больше того, мезо-кайнозойские породы Ферганы, в отличие от Кочкорской впадины, представлены как континентальными (неоген, нижний мел, юра, триас), так и морскими, эпиконтинентальными фациями (верхний мел и палеоген).

Абсолютная отметка палеозойского складчатого фундамента, образующего дно Ферганской котловины, равна примерно 4500 *м*. Для Кочкорской впадины эта величина колеблется от 500 до 700 *м*.

Двигаясь дальше на юго-запад, мы попадаем в область Южнотаджикской депрессии, отделенной на севере от Ферганской впадины палеозойскими горными сооружениями Южного Тянь-Шаня (Туркестано-Алайская и Гиссарская горные системы). Резкое возрастание общей мощности послепалеозойских отложений данной области до 10000—11000 *м*, по сравнению с предыдущими, является наиболее характерным признаком.

Параллельно с увеличением мощности наблюдается и повышение роли морских фаций в разрезах мезо-кайнозойских толщ рассматриваемой зоны.

Так, песчано-глинистые рэтские и нижнеюрские континентальные отложения мощностью около 750 *м*, местами содержащие пласты угля, выше сменяются вначале лагунно-континентальными, а затем морскими фациями доггера общей мощностью более 200 *м*.

Среди верхнеюрских отложений широкое развитие получают известняки мощностью 500 *м* и даже 700 *м*, известные не только в Южнотаджикской депрессии, но и далеко за ее пределами—в Афганском Туркестане, Иране, на Кавказе, в Крыму и т. д. (Н. М. Страхов, 1948$_3$; Б. А. Петрушевский, 1940).

Известняковая толща келловей-кимериджа в Южнотаджикской депрессии сменяется соленосно-гипсоносной толщей титона, мощность которой по последним данным оценивается в 700—750 *м* (Н. П. Петров, 1949).

Подобные фациальные соотношения пород верхней юры свидетельствуют о наступившей в начале титона смене морских условий осадконакопления лагунными.

Вверх по стратиграфическому разрезу химические осадки титона сменяются красноцветными обломочными образованиями неокома, достигающими по мощности 900 *м*.

Поскольку почти вся красноцветная толща не содержит органических остатков, точная ее датировка и условия образования остаются неустановленными. Основываясь на литологическом составе пород, обычно предполагают, что она накоплялась в лагунноконтинентальных условиях. Однако в верхах рассматриваемой толщи появляются оолитовые известняки и ракушечники, содержащие руководящую фауну барремского яруса; это первые, несомненно морские, горизонты нижнего мела.

Вышележащие аптские, альбские, верхнемеловые и палеогеновые образования сложены, за весьма редким исключением, морскими песчано-глинистыми и карбонатными фациями, сменяющимися неогеновыми и четвертичными континентальными подгорными накоплениями, типа моласс.

Мощность меловых, палеогеновых и послепалеогеновых отложений Южнотаджикской депрессии соответственно достигает 3000, 900 и 5000 *м*. Абсолютная отметка палеозойского ложа здесь равна —10000—10500 *м*. В пределах Каракумского плато, как установлено бурением скважины, мощность почти горизонтально залегающих мезо-кайнозойских отложений не превышает 1200—1400 *м*.

Ниже этих покровных образований располагается складчатый палеозойский фундамент.

Сверху вниз здесь записан следующий разрез (Н. П. Луппов, 1945):

1) в основном песчаниковые отложения с редкими прослоями глинистых мергелей, общая мощность пачки (неоген)—108 *м*. Верхняя ее часть, известная под названием Заунгузской толщи, сложена континентальными, а нижняя (миоцен)—морскими фациями;

2) миоценовые отложения с размывом ложатся на верхнемеловые песчано-глинистые, реже мергелистые породы, нередко содержащие морскую фауну; общая мощность—75 *м*;

3) самыми нижними горизонтами, вскрытыми скважинами, являются песчано-глинистые, фаунистически охарактеризованные морские отложения альба, общей мощностью 140 *м*.

Н. П. Луппов, подчеркивая в цитированной уже работе сходство мелового разреза, вскрытого скважиной в Каракумах, с таковым же Туаркырского района, допускает, что нижнемеловые и юрские отложения, не вскрытые скважиной, по своему литологическому составу и мощностям стоят ближе к туаркырскому, чем амударьинскому типу.

Исходя из такого предположения, мощность нижнемеловых отложений Каракумского плато должна быть равна 400—450 *м*, а юрских—700—800 *м*. Что касается фациальных особенностей, развитых на глубине образований, то Н. П. Луппов не исключает возможности того, что весь неоком здесь может быть представлен континентальными фациями, а верхнеюрские отложения могут вовсе отсутствовать потому, что восточная граница верхнеюрского моря проходила западнее участка бурения или вследствие эпигенетического размыва. Выпадение из разреза сенонских и палеогеновых отложений также объясняется последующим (предмиоценовым) размывом.

Учитывая мощность отложений, вскрытых скважиной, а также высказанные предположения о мощностях нижнемеловых и юрских пород, залегающих ниже, абсолютная отметка кровли палеозойского фундамента для Каракумского плато должна быть равна 1200—1400 *м*.

Мезо-кайнозойские отложения данной области являются типичными покровными образованиями, а развитые в них морские горизонты—эпиконтинентальными фациями, как это и показано на профиле (см. рис. 34).

Картину, весьма отличную от только что описанной, мы видим при продвижении дальше на юго-запад—в Предкопетдагской депрессии и в Копет-Даге. Отличия эти сказываются в резком возрастании общей мощности послепалеозойских отложений, равной здесь 12000—13000 *м*. Последние представлены преимущественно морскими, песчано-глинистыми образованиями, в нижней половине с прослоями известняков и мергелей, сменяющимися вверху в основном континентальными послесарматскими накоплениями.

Подобная фациальная смена пород была вызвана развитием в это время восходящих движений, обусловивших осушение данного участка альпийской геосинклинали—Тетиса.

Еще далее на юго-запад, в разрезах Восточного Ирана общая максимальная мощность послепалеозойских отложений достигает 22000—23000 *м*. Такое резкое увеличение мощности, свидетельствующее о значительной мобильности и прогибании рассматриваемого участка земной коры, в сочетании с фациальными особенностями развитых здесь образований, не оставляет сомнения в том, что этот участок входил в состав северной ветви альпийской геосинклинали.

Наличие в разрезе палеогена мощных основных эффузий и их туфов является лишним подтверждением сказанному.

Сравнивая стратиграфический разрез Восточного Ирана с таковыми же Копет-Дага и Предкопетдагской депрессии, легко заметить, что общая мощность послепалеозойских пород увеличивается исключительно за счет третичных, в особенности неогеновых, отложений. Этот факт находит себе удовлетворительное объяснение лишь в предположении, что восточноиранская зона альпийской геосинклинали на протяжении всего палеогена и значительной еще части неогена сохранила свою мобильность, в отличие от соседних к северу участков, которые в это время становятся более консолидированными.

Данный пример еще раз убеждает в справедливости указания А. Д. Архангельского (1947) о необходимости расширить „...понятие геосинклиналь до понятия геосинклинальная область...". При таком понимании, расширяющем наши представления о мобильных зонах земной коры, геосинклинальная область рисуется как сложно построенная структура, отдельные элементы которой (геосинклинали и геоантиклинали) по-разному реагируют на колебательные вертикальные движения.

Приведенная краткая характеристика различных структурнотектонических зон Средней Азии и граничащих с ней участков Восточного Ирана позволяет прийти к некоторым выводам.

Так, по абсолютным отметкам залегания ложа палеозойских пород совершенно четко обособляются Кочкорская впадина, Ферганская депрессия и Каракумское плато от Предкопетдагской депрессии, Копет-Дага и Восточного Ирана. В первых трех максимальное прогибание палеозойского фундамента достигает отметки —4500 *м* для Ферганы, 1000—1400 *м* для Каракумского плато и 500—700 *м*—для Кочкорской впадины. Эти величины для Южнотаджикской, Предкопетдагской депрессий и Восточного Ирана соответственно равны 11000—12500—и 22000 *м*.

Таким образом, можно говорить, с одной стороны, о послепалеозойских в достаточной степени консолидированных участках, к которым относятся Кочкорка, Фергана и Каракумское плато, и, с другой, о мобильных зонах, где в послепалеозойское время шло накопление мощных осадочных толщ—Южнотаджикская и Предкопетдагская депрессии и Восточный Иран.

Обращаясь к геологическим картам и тектоническим схемам Средней Азии, нетрудно видеть, что перечисленные консолидированные участки входят в состав Урало-Тяньшаньской области верхнепалеозойской складчатости (А. Н. Мазарович, 1938; А. Д. Архангельский, 1947).

Мезо-кайнозойские образования этих участков относительно маломощны и слабо метаморфизованы; сравнительно редко среди них отмечаются следы магматической деятельности (О. С. Вялов и др., 1935_1; Н. П. Васильковский, 1947, 1948_1).

Все это дает основание считать, что Кочкорка, Фергана и Каракумское плато уже в начале мезозоя представляли собой платформенные, хотя и в различной степени консолидированные, участки.

Наоборот, Предкопетдагская депрессия, Копет-Даг и Восточный Иран с их многокилометровыми толщами песчано-сланцевых, нередко кремнистых, образований, часто сопровождающихся основными эффузиями и их туфами (Восточный Иран) до палеогенового времени включительно, входили в состав северной ветви альпийской геосинклинальной области.

Что касается Южнотаджикской депрессии, то ее положение вырисовывается недостаточно четко. Если взять, например, такой важный признак, как мощность осадочных толщ мезо-кайнозоя, достигающую здесь 10000—11000 *м*, то по этому признаку Южнотаджикская депрессия стоит ближе к мобильным зонам Туркмении и Восточного Ирана. Однако, учитывая развитые в ней фации, слабую метаморфизацию мезо-кайнозойских пород, а также сравнительно незначительную послепалеозойскую магматическую, в частности эффузивную деятельность, приходится признать, что в этом отношении она больше тяготеет к северным, послепалеозойским платформенным площадям Средней Азии. С этой точки зрения все морские накопления Южнотаджикской депрессии должны рассматриваться как эпиконтинентальные образования.

Из сказанного в отношении данной зоны становится понятным и тот разнобой, который существует в части отнесения ее к тем или иным структурно-тектоническим единицам Средней Азии. Так, Д. В. Наливкин (1926) относит Южнотаджикскую депрессию к южным (альпийским—А. Г.) дугам Средней Азии. А. Д. Архангельский на своей последней тектонической карте СССР (1947) относит ее также к альпийской геосинклинальной зоне. Иную трактовку дает В. И. Попов (1938), который большую часть Южнотаджикской депрессии рассматривает в составе Южной окраинной зоны Тянь-Шаня. А. В. Пейве (1938) большую западную часть депрессии включает в состав южной зоны южного Тянь-Шаня и только небольшую часть, лежащую восточнее меридиана Сталинабада, относит к северной внешней зоне Памира. Таким образом, трактовка А. В. Пейве весьма близка к взглядам В. И. Попова.

А. Н. Мазарович (1951) рассматривает Южнотаджикскую депрессию как восточное окончание огромного предгорного прогиба, расположенного к северу от пояса альпийских складок.

Имеющийся фактический материал по Южнотаджикской депрессии характеризует ее как промежуточную, переходную зону между типичными послепалеозойскими платформенными участками, расположенными на севере (Фергана, Северный Тянь-Шань и др.) и альпийскими геосинклинальными зонами юга (Южная Туркмения, Восточный Иран и т. д.). В последнее время В. Е. Хаин (1951) для таких переходных зон предложил термин „побочные геосинклинали".

Из составленного нами профиля видно (см. рис. 34), что севернее горных сооружений Туркестано-Алайской системы, отделяющих Ферганскую депрессию от Южнотаджикской, располагается послепалеозойская платформа, включающая в себя и интересующую нас Ферганскую депрессию. Следовательно, морские образования верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии представляют собой обычные эпиконтинентальные отложения.

По данным Н. П. Васильковского (1950), занимающегося изучением верхнего палеозоя Средней Азии, во второй половине или в конце нижней перми в Фергане имела место интенсивная складчатость, обусловившая к началу верхней перми окончательное осушение геосинклинали.

Начиная с верхнепермской эпохи, на протяжении всего триасового и юрского периодов Фергана представляла собой аккумулятивную область, в которой шло накопление континентальных обломочных отложений за счет разрушения обрамлявших ее горных сооружений.

По представлениям ряда исследователей континентальные условия осадконакопления продолжают сохраняться в Фергане и в нижнемеловую эпоху.

Понятно, что на протяжении такого большого отрезка времени, насчитывающего по крайней мере 60—70 млн. лет (В. Г. Бондарчук, 1946), оро-тектонические и в известной мере связанные с ними климатические условия не могли оставаться постоянными. На фоне непрерывного, в масштабе всей Земли, процесса тектогенеза для отдельных конкретных регионов, в том числе и для рассматриваемой области Западного Тянь-Шаня, периоды относительного ослабления тектонических процессов сменялись (и очень часто скачкообразно) периодами их усиления.

Подобные изменения сказывались на составе и ареалах распространения континентальных толщ Ферганской депрессии. По данным Н. П. Васильковского (1950), верхнепермские, нередко грубообломочные, континентальные отложения здесь сменяются маломощными, более мелкозернистыми, спорадически развитыми триасовыми образованиями. Наблюдаемые соотношения Васильковский справедливо объясняет ослаблением тектонических процессов к началу мезозоя и значительной пенепленизацией в это время обрамлений депрессии.

Весьма четкие различия выявляются в климатических условиях, при которых происходило накопление мезозойских континентальных отложений Ферганской депрессии. Так, верхнетриасовые и юрские гумидные, часто угленосные, тусклоокрашенные фации сменяются кверху красноцветными, яркоокрашенными породами нижнего мела, характерными для аридных климатических поясов.

Отмеченные различия в окраске пород позволяют обычно легко распознавать юрские и меловые отложения Ферганы, чему немало способствуют почти повсеместно наблюдаемые между ними угловые несогласия.

Если граница юрских и меловых образований Ферганской депрессии устанавливается сравнительно легко, то значительно труднее обстоит дело со стратиграфическим расчленением самого мелового разреза, в частности, с проведением границы между нижним и верхним отделами меловой системы. Трудности эти вызваны тем, что фаунистически охарактеризованные горизонты здесь крайне редки, а фациальный состав этих отложений в пределах депрессии подвержен большим изменениям. В этих условиях становятся понятными попытки привлечь для целей их стратиграфического расчленения и сопоставления результаты литологических исследований (Габрильян, 1951; Акрамходжаев, 1951; Бабаев, 1951, и др.).

Среди меловых образований Ферганы первыми снизу, несомненно морскими, фаунистически охарактеризованными отложениями являются слои устричной толщи, нижнюю часть которой (экзогировый горизонт) А. Д. Архангельский (1916,) относил к сеноману, а верхнюю (томазитовый горизонт)—к турону.

В дальнейшем возраст устричной толщи, по мере накопления новых фаунистических данных, неоднократно пересматривался. Так, например, Б. А. Борнеман (1940), называя эту толщу экзогировой свитой[1], датирует ее как турон, О. С. Вялов (1947)—как сеноман-турон. С. Н. Симаков (1950), исходя из анализа более полного списка

---

[1] В данной работе мы принимаем датировку О. С. Вялова; под „экзогировой свитой", так же как и он, мы подразумевали всю устричную толщу.

фауны, встречающейся в устричной толще, высказывается в пользу ее нижнетуронского возраста.

При такой трактовке значительную часть немых красноцветных отложений, залегающих ниже устричной толщи и обычно относимых к нижнему мелу, возможно, следовало бы относить к верхнему мелу, однако достаточных оснований для этого у нас пока нет.

В согласии с О. С. Вяловым (1947$_1$) в качестве подошвы верхнемеловых образований Ферганы мы условно принимаем конгломераты калачинской свиты, подстилающие устричную толщу.

При рассмотрении истории развития Ферганской депрессии мы будем исходить из схемы ритмостратиграфического расчленения меловых и палеогеновых отложений этой области, основные положения которой нами опубликованы (1951$_2$). В частности, для меловых отложений снизу вверх выделены ляканский, кызылпиляльский, сеноман-туронский и турон-сенонский мезоритмы, в дальнейшем изложении соответственно обозначенные как ритмы „$б_1$“, „$б_2$“, „$б_3$“ и „$б_4$“. Палеоген и датский ярус подразделены на бухарско-датский, сузакско-бухарский, алайско-сузакский, туркестано-алайский и сумсарско-риштанский мезоритмы, фигурирующие в тексте и на графиках под индексами „$В_1$“, „$В_2$“, „$В_3$“, „$В_4$“, „$В_5$“.

Преимущество такого подхода по сравнению с обычным для целей анализа геологических событий в разрезе века, эпохи и других единиц геохронологической шкалы, заключается в том, что таким образом можно более четко подметить изменения, наступавшие в ходе этих событий, которые не всегда были приурочены в конкретно рассматриваемой области к границам веков, эпох и т. д. Кроме того, подобный подход позволяет убедительнее показать весьма тесную зависимость, существующую между процессами осадкообразования и тектоническими, в частности колебательными движениями. За последними автор принимает ведущую, определяющую роль среди многочисленных факторов породообразования.

Итак, в мезозое после длительного перерыва морского осадконакопления первая несомненно установленная трансгрессия моря в Фергане относится к сеноманскому веку, точнее ко времени образования экзогировых слоев. Появление моря в ферганской аккумулятивной зоне было вызвано развитием в это время нисходящих вертикальных движений, охвативших собой не только обширную территорию Средней Азии, но и соседние области, расположенные к югу и юго-западу от нее.

Даже беглый взгляд на поперечный профиль, представленный на рис. 34, убеждает в том, что в сеномане море наступало в Фергану с юга, со стороны Южнотаджикской депрессии.

На рис. 35 даны палеогеографическая карта времени накопления экзогировой свиты и изопахиты отложений ритма „$б_3$“, в который включаются верхняя часть калачинской и экзогировая свита.

Как видно из рисунка, состав пород, слагающих экзогировую свиту, в пределах Ферганской депрессии подвержен весьма заметным фациальным изменениям.

Опуская детали, не имеющие существенного значения, можно выделить определенные, закономерно расположенные по площади участки с характерными для них разрезами свиты.

Рассмотрение их начнем с юго-восточного угла депрессии. Здесь выделяется поле, занятое „цефалоподовой“ фацией экзогировой свиты, границы которого на север и северо-запад определяются примерно пунктами Ялпакташ, Наукат и Абшир. Имеются указания (Симаков,

1950) на нахождение аммонитов и в Кызылярском разрезе. С. Н. Симаков в цитированной уже работе приводит следующий список аммонитов, определенных из экзогировой свиты: Metoicoceras cf. whitei Hyatt, Placenticeras stantoni Hyatt, P. sp., Thomasites kaulabica Kler., T. sp., Vascoceras sp., Pseudotissotia sp., Placenticeras kharesmense. Согласно его же данным, верхняя часть экзогировой свиты (томазитовый горизонт) обособляется от нижней (экзогировый горизонт) нахождением в ней морских ежей, совершенно отсутствующих в нижней части.

В естественных обнажениях „цефалоподовые слои", благодаря своей преимущественно зеленой и серой окраске, легко выделяются даже издали среди красноцветных вмещающих пород. Состоят они из зеленых, серовато-зеленых, нередко тонкоотмученных глин, чередующихся с известняками, доломитами и мергелистыми ракушечниками. Соотношение этих пород в разрезах непостоянно и меняется иногда даже на соседних близ расположенных участках.

Резко уменьшается количество карбонатных горизонтов в экзогировой свите юго-восточной Ферганы, где (Гульча) развиты отложения преимущественно зеленых глин и глинистых ракушечников. Это явление, как уже нам приходилось отмечать (1951_2), объясняется, вероятно, тем, что верхняя часть свиты, где обычно и наблюдается максимальное сосредоточение карбонатных горизонтов, подверглась эпигенетическому размыву, а вышележащие красноцветные отложения мела ложатся на ней со скрытым стратиграфическим несогласием.

Насколько можно судить по немногочисленным пока данным бурения, в зоне кольцевых адыров, в центральной части Ферганской депрессии выделяется самостоятельная фациальная зона экзогировой свиты, сложенная тонкоотмученными зелеными глинами (рис. 35). Заключение это в отношении состава пород, слагающих свиту, несколько условно, так как скважинами вся свита еще не вскрыта, и вывод сделан только на основании состава пород верхней части свиты.

К западу от Абшира в разрезах экзогировой свиты южно-ферганской полосы намечается ряд изменений, все более четко вырисовывающихся по мере движения в этом направлении. Так, уже в Сохском разрезе верхняя, весьма сложно построенная часть свиты состоит из зеленоватых, иногда алевритовых глин, перемежающихся с красными глинами, песчаниками, местами косослоистыми, доломитами и мергелями. Фауна здесь отсутствует; она сосредоточена исключительно в нижней, преимущественно карбонатной, половине свиты.

Еще более резко замещение зеленых, хорошо отсортированных глин красноцветными глинисто-песчаниковыми и даже гравийниковыми образованиями можно наблюдать в Исфаринском разрезе, где мощность фаунистически охарактеризованных слоев едва достигает 2 *м*. Это обстоятельство дает основание некоторым исследователям, в частности О. А. Рыжкову (1949), видеть только в этой двухметровой пачке Исфаринского разреза синхроничные аналоги экзогировой свиты Восточной Ферганы. Подобное заключение, однако, вряд ли является строго аргументированным, так как в данном случае имеет место вполне закономерное изменение фаций экзогировой свиты по мере движения на запад, и поэтому мощность ее в Исфаре оценивается нами не менее чем 20—21 *м*. Близкую к этим цифру дает и О. С. Вялов—16,5 *м* (1947_1). Параллельно с изменениями в петрографическом составе пород исчезает и фауна аммонитов, которая западнее меридиана р. Исфайрам в южноферганской полосе неизвестна.

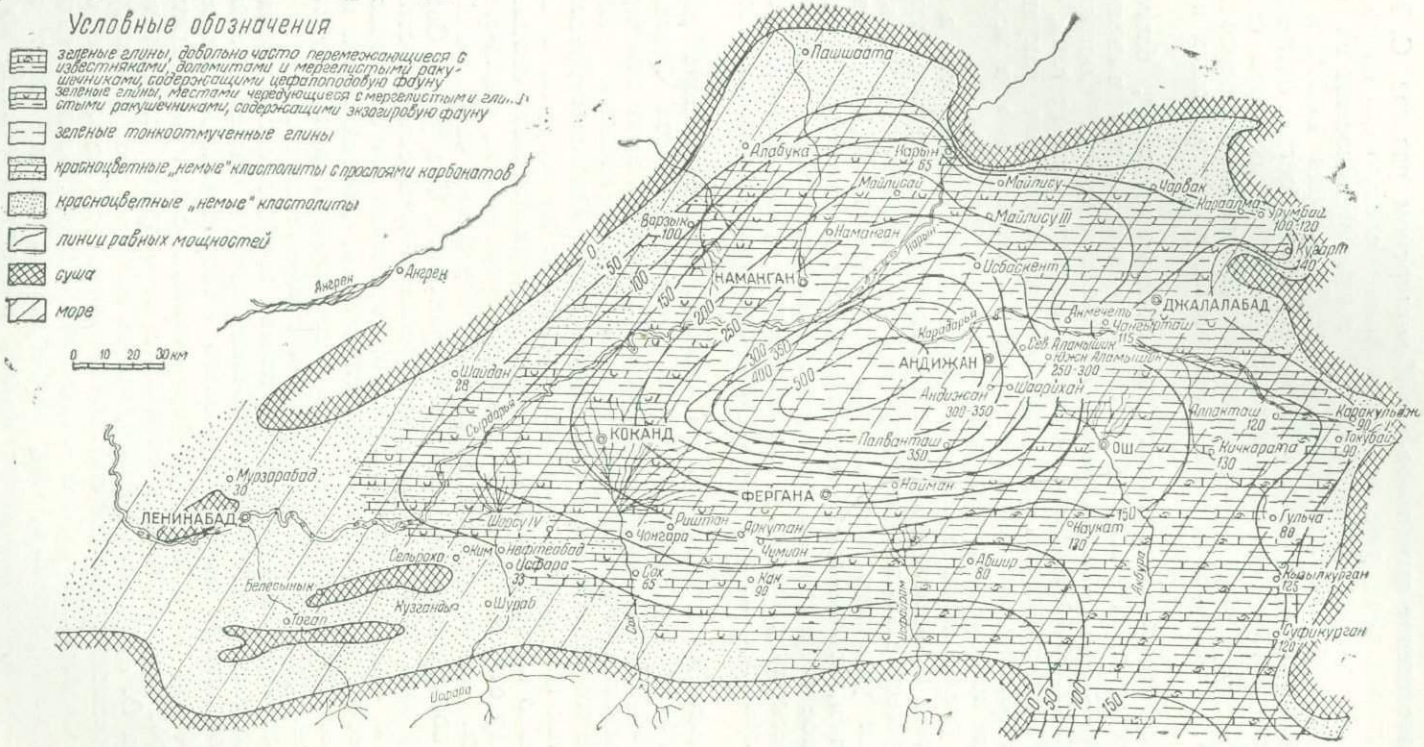


Рис. 35. Палеографическая карта сеноманского века (экзогировая свита) и изопахиты отложений ритма „б" (верхняя часть калачинской свиты и экзогировая свита). Составил А. М. Габрильян.

Все эти признаки дают достаточно оснований к выделению следующей фациальной зоны экзогировой свиты, развитой в Юго-западной Фергане. Наиболее характерными чертами зоны являются уменьшение общей мощности слоев, содержащих фауну, с одновременным исчезновением аммонитов, и появление в разрезах горизонтов „немых" красноцветных песчаников и гравийников.

Границы между выделенными фациальными зонами на палеогеографической карте (см. рис. 35) следует рассматривать как приблизительные, так как в природных условиях отмеченные выше переходы между ними обычно совершаются более плавно.

В более западных разрезах Ферганы тенденции, наметившиеся в предыдущей фациальной зоне, получают дальнейшее развитие. Возрастные аналоги экзогировой свиты этой зоны представлены красноцветными песчано-гравийниковыми образованиями, не содержащими, как правило, морской макрофауны; последняя отмечена лишь в районах Шайдана и Мурзарабата.

Кроме Западной Ферганы, красноцветные „немые" кластолиты, принимаемые нами за синхроничные аналоги экзогировой свиты, протягиваются вдоль всей северной части депрессии (Варзык, Пашаата, Нарын) и узким бордюром окаймляют карбонатные фации в Восточной Фергане.

При изучении меловых разрезов Варзыка и Нарына нами были выделены лиловая и гравийно-мергелистая „немые" свиты, для которых характерно большое количество карбонатных горизонтов среди красноцветных, преимущественно обломочных, вмещающих толщ. Поскольку накопление экзогировой свиты в Фергане приурочено ко времени общего опускания территории Средней Азии, то единственными свитами в разрезах мела Северной Ферганы, которые с какой-то долей вероятности можно сопоставлять с экзогировой свитой, являются лиловая и гравийно-мергелистая.

В связи с этим на палеогеографической карте выделена особая фация красноцветных „немых" кластолитов с прослоями карбонатных (известняки и мергели) пород, протягивающаяся от Нарына на восток в районы Караунгура (Чарвак) и Карааалмы.

Обращаясь к изопахической схеме отложений ритма „$б_3$", легко заметить, что линии равных мощностей в общем следуют соответственно очертаниям суши. По мере движения от периферии к центру депрессии постепенно увеличивается мощность пород данного ритма. Сгущение изопахит в районах Нарына, Чарвака, Карааалмы и Кугарта обусловлено, по всей вероятности, более энергичным прогибом соответствующих участков морского дна и усиленным сносом обломочного материала с суши, располагавшейся к северу.

К западу от Исфары вырисовывается область морского мелководья, в пределах которой выступают из-под уровня вод отдельные острова подводного барьера, разделявшего Ферганскую и Приташкентскую депрессии.

В Юго-восточной Фергане в это время также существует, хотя и менее четко выраженный, подводный барьер, очерчиваемый изопахитами „150". Видимо, барьер этот, отделявший Ферганскую депрессию от более южных аккумулятивных участков Средней Азии, обязан своим происхождением погружению в этом направлении Туркестано-Алайского острова.

Сопоставляя участки развития экзогировой свиты в фациях красноцветных обломочных (песчано-гравийниковых) „немых" пород с изо-

пахитой „50", нетрудно заметить их почти полное совпадение; на причинах этого мы остановимся несколько позже.

Рассмотренные фациальные соотношения и распределение мощностей пород экзогировой свиты позволяет высказать некоторые соображения о палеогеографической обстановке их образования.

Начавшееся в сеномане региональное опускание территории Средней Азии приводит к трансгрессии моря и в Ферганскую депрессию. Развитие отложений этого времени не только в аккумулятивных областях, но и в разделявших их варисских сооружениях— лишнее свидетельство широты охвата и большой амплитуды нисходящих движений сеномана.

На месте Гиссарского хребта, погрузившегося под зеркало морских вод, остаются лишь отдельные гирлянды островов. Восточная часть Туркестано-Алайской суши также покрывается водами трансгрессировавшего моря, и только картина распределения изопахит (см. рис. 35) на этом участке свидетельствует о его подводном выступе.

Судя по тому, что в соседней к западу Приташкентской депрессии сеноманские отложения выражены в фации обломочных прибрежных красноцветных пород, иногда содержащих остатки рептилий (динозавровый горизонт), а также по распространению сходных с ними обломочных образований в Западной Фергане единственным путем, по которому сеноманское море могло проникнуть в Фергану, является „алайский пролив", упоминание о котором мы находим, в частности, у Д. В. Наливкина (1926).

Преимущественное развитие в составе экзогировой свиты тонкоотмученных зеленых, зеленовато-серых глин, чередующихся с прослоями карбонатов без каких-либо заметных следов гипсованности, говорит, с одной стороны, о свободной связи сеноманского бассейна Ферганы с открытым морем на юге, обеспечившей нормальную соленость его вод, с другой—о сравнительной пенепленизации в это время обрамлений депрессии. Влияние последних более четко сказывается на мелководных северной и западной полосах, где, как уже отмечалось, глинисто-карбонатные образования сменяются красноцветными песчано-гравийниковыми отложениями.

Выносу тонкоотмученных минеральных и органических частиц из мелководной в более глубоководную зону, по-видимому, немало способствовали подводные течения. Именно здесь, в зоне мелководья, разделявшей Ферганский и Приташкентский бассейны, создавались наиболее благоприятные условия не только для горизонтальной, но и для вертикальной циркуляции вод.

Малая глубина морского бассейна в этих участках, где был обеспечен вертикальный водообмен между поверхностными и придонными слоями, обеспечивала постоянный доступ свободного кислорода к осадкам, накоплявшимся на дне водоема. Это обстоятельство в сочетании с выносом течениями органического материала из зоны мелководья создавало избыток свободного кислорода в придонных водах.

Судя по фиксации в отложениях рассматриваемой зоны железа в трехвалентной форме, можно предполагать, что граница между восстановительной и окислительной средой проходила ниже поверхности осадка.

Иные палеогеохимические условия существовали в это время в более восточных участках бассейна, в местах развития глинисто-карбонатных, фаунистически охарактеризованных фаций. Преимущественно гидроморфная окраска пород, слагающих здесь экзогировую свиту, говорит в пользу восстановительной среды, господствовавшей в осадке

Однако наличие в этих отложениях глауконита, нередко в сочетании с коллофанитом, что отмечается А. Г. Бабаевым (1951) для Юго-западной и А. М. Акрамходжаевым (1951) для Юго-восточной Ферганы, свидетельствует о некотором избытке кислорода, о непостоянной геохимической обстановке их образования (Л. В. Пустовалов, 1933, 1940$_2$).

Больше того, повсеместное развитие бентонной фауны, возможное лишь при нормальном газовом режиме в придонных водах, служит доказательством притока сюда свободного кислорода.

Эти сложные взаимоотношения могут быть правильно расшифрованы только с учетом указания Н. М. Страхова (1937) на необходимость строгого разграничения условий, существующих в осадке и в придонных участках водоема, где происходит его накопление. Сложные взаимоотношения, существующие между географической средой и ее элементами, и активное воздействие последних на естественные ландшафты отмечаются и И. П. Герасимовым (1933). Граница между восстановительной и окислительной средой в этом случае проходила в непосредственной близости к поверхности накоплявшегося осадка, нередко опускаясь в осадок, в котором, вследствие этого, создавалась неустойчивая обстановка в отношении окислительно-восстановительного потенциала (В. В. Щербина, 1939) или редокса чН (А. Е. Ферсман, 1939).

Исследования последнего времени показывают, что глауконит является хорошим индикатором условий образования морских отложений, в частности, показателем глубины зоны осадконакопления (Л. И. Горбунов, 1950$_1$).

По данным А. Г. Бабаева (1951), изучавшего петрографо-минералогический состав верхнемеловых отложений Юго-западной Ферганы, глауконит в породах экзогировой свиты встречается здесь „...в виде мелких темно-зеленых и буровато-зеленых шариков и эллиптических стяжений и в виде мелких миндалин, выполняющих камеры раковин". Образование глауконита, как отмечает Л. Н. Формозова (1949), в раковинах фораминифер и других мелких организмов наблюдается в том случае, когда граница между окислительной и восстановительной средой проходит несколько ниже поверхности осадка.

Ассоциация темно-зеленых и буровато-зеленых глауконитов экзогировой свиты Ферганы с фосфатами (коллофанит) и бентонной фауной, частое выделение глауконита в раковинах фораминифер позволяют рассматривать содержащие их отложения как морские мелководные образования геохимически неустойчивой зоны.

Есть все основания допускать, что по мере движения к центральной части депрессии, в области развития зеленых тонкоотмученных глин, нижняя граница кислородной зоны постепенно будет перемещаться вверх от поверхности придонных илов моря. Возможно, что в данной области, вследствие затрудненного вертикального водообмена, существовало и сероводородное заражение ее придонных участков.

Таким образом, мы приходим к заключению о возможности накопления и последующей трансформации исходного для нефтеобразования органического вещества как в центральных участках сеноманского моря Ферганы, так, временами, и на ее остальной большей части, за исключением площадей распространения красноцветных „немых" кластолитов.

К северу от Ферганского бассейна располагалась суша, входившая в состав Урало-Сибирской эпигерцинской платформы (Б. А. Пет-

рушевский, 1949) и поставлявшая органический материал в море. На важность подобного сочетания для привноса большого количества органического вещества с суши указывал еще И. М. Губкин, а затем Л. В. Пустовалов (1940$_2$), а в последнее время М. И. Варенцов и В. Т. Мордовский (1950). При этом следует иметь в виду указание Н. М. Страхова (1939$_2$) о том, что благоприятные условия для накопления и превращения органического материала в нефть создаются не только при дефиците свободного кислорода в придонных частях водоема, но и при активном воздействии самого накопляющегося органического материала, в смысле создания необходимого дефицита кислорода в зоне седиментации.

К сказанному о благоприятных условиях накопления и последующего превращения исходного для нефти органического материала следует добавить, что формирование осадков экзогировой свиты происходило на фоне сравнительно длительно развивавшихся опусканий. Следовательно, мы приходим к выводу о том, что во время накопления осадков экзогировой свиты в Ферганской депрессии существовали благоприятные условия для нефтеобразования.

Существенные изменения в ходе своей истории претерпевает Ферганская депрессия в начале формирования осадков первого элемента ритма „б$_4$" (свита Яловач). Изменения эти, обусловленные развитием положительных по знаку и крупных по масштабу вертикальных движений, вызвали осушение ряда участков депрессии.

Мелководная зона западной ее части выходит из-под зеркала вод и отделяет, таким образом, Ферганскую и Приташкентскую аккумулятивные области. Восточное окончание Туркестано-Алайской суши, до того скрытого водами сеноманского моря, оказалось также приподнятым (см. рис. 36).

Ферганский бассейн превратился в небольшой залив, соединенный с открытым морем южных участков Средней Азии лишь узким проливом, существовавшим в районах Суфикургана, Кызылкургана и восточнее Гульчи. В связи с этим становятся понятными и особенности строения меловых разрезов некоторых участков, таких, например, как Ташрават, Мурзарабат, Гульча и др. Из разрезов мела всех перечисленных пунктов выпадают отложения первого элемента ритма „б$_4$" (свита Яловач). Вследствие этого, в Гульче второй элемент ритма „в$_4$" (пестроцветная свита) перекрывает со скрытым стратиграфическим несогласием экзогировую свиту, в Мурзарабате горизонты бухарского яруса с размывом залегают на возрастные аналоги той же экзогировой свиты. По этим же причинам в Ташравате второй элемент ритма „б$_4$" непосредственно налегает (с угловым несогласием) на палеозойские образования.

А. М. Акрамходжаев (1951), руководствуясь результатами изучения минералогического состава верхнемеловых отложений Абшира, приходит к заключению о залегании пестроцветной свиты на породах нижней части свиты Яловач и об отсутствии, таким образом, в указанном разрезе верхней половины данной свиты. Следовательно, для Абшира можно говорить о скрытом стратиграфическом несогласии между отложениями первого и второго элемента ритма „б$_4$". Резкое сокращение мощности пород первого элемента ритма „б$_4$" Абшира, по сравнению с соседними площадями (Кан, Палванташ и др.), объясняется, по-видимому, наличием такого несогласия.

Все эти факты свидетельствуют о восходящих вертикальных движениях, развивавшихся во время формирования первого элемента ритма „б$_4$".

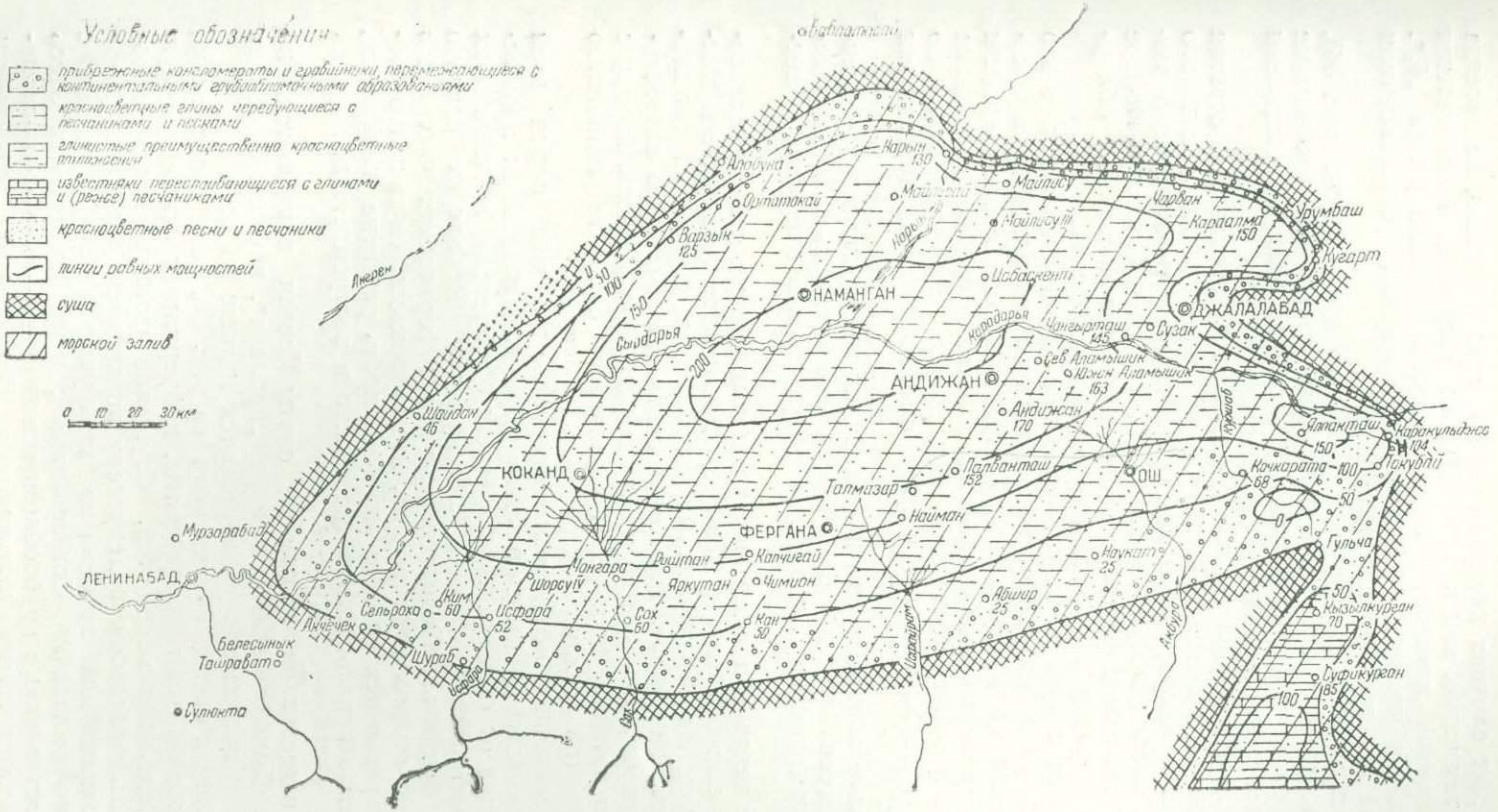


Рис. 36. Палеогеографическая карта времени накопления отложений свиты Яловач и изопахиты I элемента ритма „б".
Составил А. М. Габрильян.

В некоторых случаях характер (знак) этих движений не всегда подмечается так четко, как в приведенных примерах, а сказывается лишь в сокращении мощности пород первого элемента ритма „$б_4$". Такая картина наблюдается в Абширском разрезе, расположенном вблизи южной береговой линии залива.

Обращаясь к распределению фаций этого времени (см. рис. 36), можно видеть, что здесь, за исключением зоны пролива, карбонатные образования совершенно отсутствуют, а обломочные представлены исключительно красноцветными отложениями.

В отложениях первого элемента ритма „$б_4$" ископаемые остатки неизвестны, за исключением упоминания авторов „Андижанского землетрясения" о находке в верхах свиты Яловач Кызылярского разреза обломка кости (1910) и сборов О. С. Вялова в 1943 г. в Исфаре из этой же части свиты фауны пелеципод и многочисленных обломков костей динозавров и щитков крокодилов и черепах.

Что касается структурных особенностей формировавшихся в это время осадков, то в изменении их в пределах депрессии обнаруживается определенная закономерность. Прибрежные конгломераты и гравийники, перемежающиеся с континентальными грубообломочными образованиями и опоясывающие со всех сторон Ферганский залив, по направлению к его внутренним частям сменяются мелкозернистыми накоплениями.

Так, вначале конгломераты и гравийники переходят в красноцветные пески и песчаники, в свою очередь сменяющиеся к центру депрессии красноцветными глинами, чередующимися с песками и песчаниками.

Наиболее четко подобные переходы выявляются при сопоставлении строения свиты Яловач в Абшире, Палванташе, Андижане и Южном Аламышике. На перечисленных промысловых площадях, по данным пробуренных скважин, отложения свиты Яловач резко возрастают в мощности (до 150—170 *м*) и, что весьма важно, здесь, наряду с песчаниками и песками, в резрезах появляется большое количество прослоев алевритов и глин.

Такое увеличение мощности и изменение состава пород этой свиты можно связать лишь с бóльшим удалением названных промысловых площадей от обрамлений Ферганской депрессии, поставлявших обломочный материал в область аккумуляции. Исходя из реально наблюдаемых фациальных соотношений в периферических частях и в зоне кольцевых адыров Ферганы, мы нашли возможным на палеогеографической карте в центре депрессии показать развитие глинистых, преимущественно красноцветных (возможно и пестроцветных), фаций (см. рис. 36).

Прослои известняков в разрезе свиты Яловач появляются, по данным С. Н. Симакова (1949), в зоне „пролива", начиная с района Кызылкурган, и постепенно увеличиваются дальше на юг.

Изопахическая схема, приведенная на рис. 36, еще более резко, чем для отложений экзогировой свиты, подчеркивает асимметричную картину распределения мощностей. Сгущение изопахит вдоль северных и восточных обрамлений депрессии приходится объяснять бóльшими прогибаниями дна водоема на этих участках по сравнению с остальными его площадями. Согласованно с этим развиваются здесь и фации, представленные грубообломочными (гравийниково-конгломератовыми) красноцветными отложениями. По-видимому, северные и восточные обрамления депрессии во время накопления осадков свиты Яловач имели по сравнению с сушей, расположенной на юге и западе

более расчлененный рельеф и развитую гидрогоеграфическую сеть.

Не менее существенны изменения и в палеогеохимической обстановке Ферганского бассейна, превратившегося в мелководный залив. Гидроморфные глинисто-карбонатные осадки, формировавшиеся в восстановительной или переходной (глауконитовая фация) в отношении редокса чН зоне, сменяются аэроморфными, часто крупно-и грубообломочными образованиями, не содержащими морской фауны.

Резкая и повсеместная смена окраски и состава пород говорит в пользу образования их в окислительной среде. Исследования А. Г. Бабаева (1951), показавшего, что коэффициент окисленности рудных минералов[1] для свиты Яловач значительно выше (от 54,9 до 58%), чем для экзогировых слоев (20%), подтверждают данный вывод.

Имеется, следовательно, достаточно оснований рассматривать породы первого элемента ритма „$б_4$" Ферганы, за исключением, может быть, ее центральной части, как отложения окислительной фации. Преимущественное нахождение здесь железа в трехвалентной форме показывает, что граница между восстановительной и окислительной средой проходила ниже поверхности осадка.

Таким образом, по этому признаку палеогеографическая обстановка времени формирования первого элемента ритма „$б_4$" оказалась неблагоприятной для накопления и дальнейшей трансформации исходной органики в нефть, хотя породы свиты Яловач сами по себе являются хорошими резервуарами для скопления в них вторичных залежей нефти.

Отсутствие в практически заметных количествах хлористых и сернокислых соединений в составе пород свиты Яловач, и, наоборот, преимущественное развитие известково-глинистого, нередко обогащенного окислами железа, цемента в этих породах указывает на образование их в бассейне с нормальной, неповышенной соленостью вод.

Несмотря на отшнурованность Ферганского мелководного залива от участков открытого моря, расположенных на юге, испарение здесь, по-видимому, компенсировалось привносом большого количества пресных вод с окружающих залив обрамлений. Вместе с потоками речных вод в залив поступало весьма значительное количество обломочного материала, в частности, крупно-и грубообломочного. Именно этим обстоятельством, т. е. чрезмерным поступлением грубообломочного материала в зону осадконакопления и сильным опреснением ее вод, на наш взгляд, следует объяснять отсутствие морской фауны в отложениях первого элемента ритма „$б_4$".

Только к концу времени накопления свиты Яловач проявляются признаки некоторого повышения концентрации солей в водах Ферганского залива. Грубообломочные гравийниково-песчанистые породы нижней части свиты кверху сменяются более тонкоотмученными алевритово-глинистыми образованиями. Такие фациальные переходы свидетельствуют об ослаблении живой силы водных потоков суши, привносивших обломочный материал в зону осадконакопления. Это ослабление было обусловлено, вероятно, значительным выравниванием к

[1] Под коэффициентом окисленности рудных минералов А. Г. Бабаев подразумевает отношение содержания в породе лимонита+гематита к содержанию магнетита+ильменита, выраженное в процентах.

этому времени участков прилегавшей суши в результате предшествовавшей энергичной их денудации.

Поскольку общая испаряющая водная поверхность залива при этом практически оставалась одной и той же, то естественно, что уменьшение притока пресных вод с суши привело к постепенному повышению концентрации солей в ее водах. Наличие в отложениях верхней части свиты Яловач южноферганской полосы сингенетического барита, установленного А. Г. Бабаевым (1951) и А. М. Акрамходжаевым (1951), хорошо согласуется с подобной обстановкой седиментации.

Наметившаяся тенденция повышения солености вод данной зоны Ферганского бассейна позже, во время накопления осадков нижней части второго элемента ритма „$б_4$", получает дальнейшее развитие, вследствие прогрессивной пенепленизации прилегавших участков суши. *Это явление находит выражение в вещественном составе* накоплявшихся осадков. В частности, в разрезах южноферганской полосы, начиная с Соха, и далее на восток в низах второго элемента ритма „$б_4$" гипс встречается не только в виде сингенетических компонентов обломочных пород, но и в форме индивидуализированных пластов. В Кызыл-яре (Чангырташ) роль гипсов настолько возрастает, что О. С. Вялов (1947_1) считает необходимым для Восточной Ферганы в низах сенона выделить самостоятельный „гипсоносный горизонт Ага-арал".

Однако в разрезах Северной и Западной Ферганы в одновозрастных отложениях не встречается никаких указаний на повышенную соленость вод данных участков бассейна. В связи с этим приходится допустить, что область распространения гипсоносных образований второго элемента ритма „$б_4$" ограничивается восточным и южным (до меридиана Соха) участками.

В целом для Ферганы формирование отложений второго элемента ритма „$б_4$" было приурочено ко времени развития отрицательных по знаку вертикальных движений, вызвавшего вновь продвижение моря в Фергану со стороны Южнотаджикской депрессии.

На палеогеографической карте маастрихтского века (рис. 37) *видно, что развивавшиеся опускания привели к общему увеличению* площади морского бассейна Ферганы. Юго-восточное окончание Туркестано-Алайской суши покрывается водами моря, по крайней мере до меридиана Акбуры. Вследствие этого, море Ферганы получает более свободную связь с открытыми морями юга Средней Азии.

Западная Фергана, до того представлявшая сушу, в значительной части уходит под зеркало морских вод. Здесь остаются лишь многочисленные острова, свидетели существования подводного порога, отделявшего Ферганский и Приташкентский бассейны, связь между которыми, таким образом, опять восстановилась.

Развитие нисходящих движений этого времени, естественно, сказалось прежде всего на строении разрезов второго элемента ритма „$б_4$". Отложения этой секции стратиграфической колонки, по сравнению с подстилающей их свитой Яловач, характеризуются общим уменьшением размерностей зерен кластолитов, приводящим к преимущественному распространению глинистых и алевритовых горизонтов. В некоторых разрезах появляются даже карбонатные прослои, содержащие местами, главным образом на востоке, рудистовую фауну. Слои, содержащие рудисты, в Фергане известны под названием радиолитового горизонта.

Большинство исследователей до недавнего времени радиолитовый горизонт датировало как нижний сенон (сантон), исходя из старых

(1914 г.) определений Дувилье, описавшего из сборов Ф. Н. Чернышева и др. (1910) по Кызылярскому разрезу радиолиты—Biradiolites praeinges Toucas и Apricardia toucasi Douv.

Однако в 1932 г. В. Н. Ренгартен (1933) в меловых отложениях Заалайского хребта выделил 60-метровую пачку доломитов и доломитизированных известняков, содержащую Hippurites sp., Inoceramus sp. ex gr., In. balticus J. Bochm., которую он отнес к верхнему сенону. Позже подобная же возрастная трактовка рудистовых слоев северного склона Заалайского хребта появляется и у других геологов (Б. А. Борнеман, 1934; Б. А. Борнеман и С. К. Овчинников, 1936).

В 1943 г. О. С. Вялов, исходя из анализа списков фауны радиолитового горизонта различных областей Средней Азии, нашел возможным внести дальнейшие уточнения в этот вопрос, определяя возраст этого горизонта как маастрихт.

В последнее время (устное сообщение Р. Ф. Музафаровой, 1951 г.) вопрос о возрасте радиолитового горизонта Средней Азии как будто бы вновь пересматривается. Поскольку опубликованных данных по этому вопросу еще нет, мы сочли целесообразным принять в нашей работе трактовку О. С. Вялова.

На палеогеографической карте маастрихтского века (см. рис. 37) удалось выделить среди отложений, соответствующих по возрасту радиолитовому горизонту, некоторые фациальные разновидности.

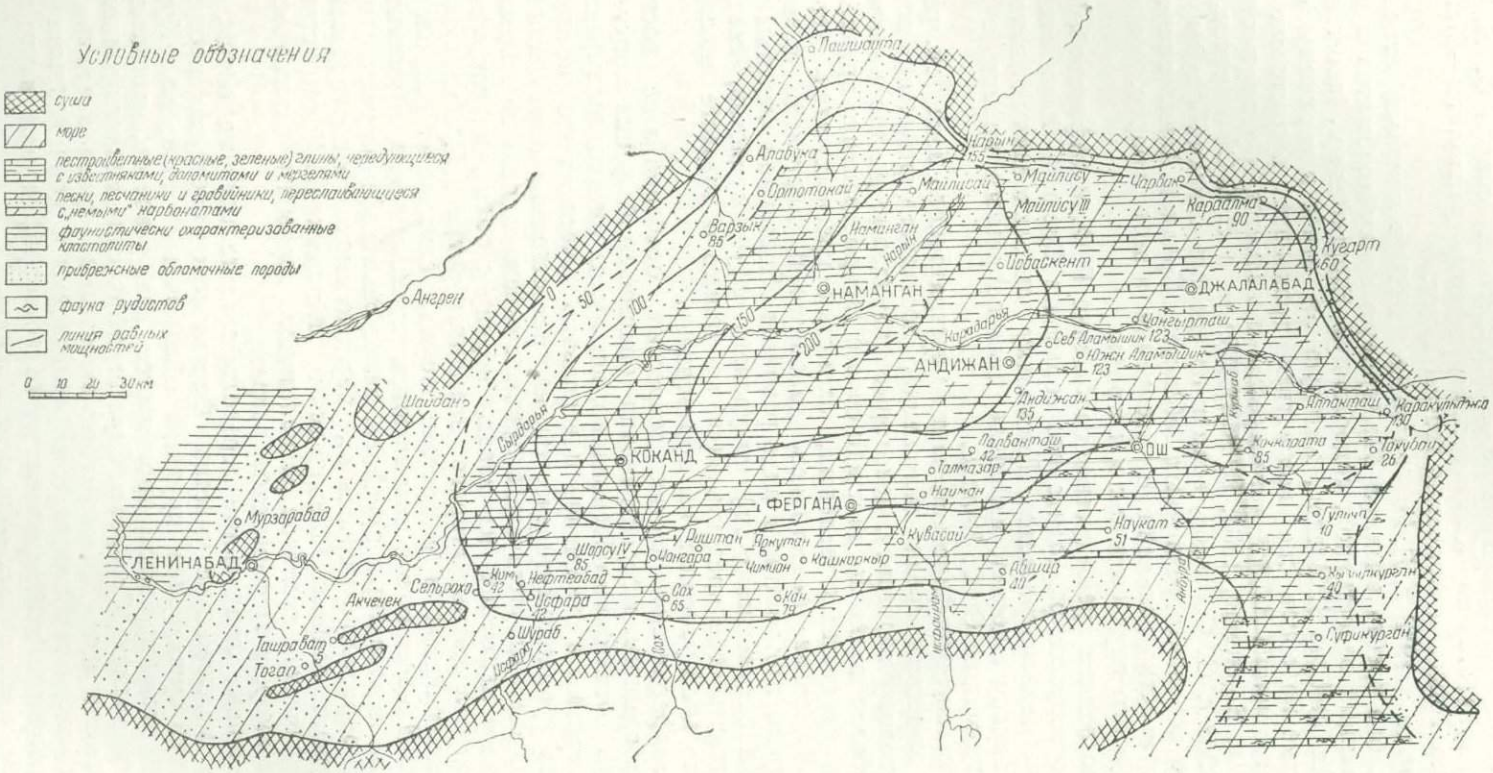
Наиболее полно по площади своего распространения представлена фация пестроцветных (зеленых, охристых, красных) глин, чередующихся с пластами известняков, доломитов и мергелей. К верхним карбонатным горизонтам в ряде разрезов Восточной Ферганы (Чангырташ, Каракульджа и др.) приурочена фауна рудистов, позволяющая составить себе представление не только о возрасте этих горизонтов, но и об условиях их образования.

В периферических частях депрессии, особенно в ее восточной половине, границы распространения описываемой фации могут быть проведены достаточно обоснованно, исходя из имеющегося фактического материала; в отношении центральных участков это можно сделать лишь предположительно, так как естественные обнажения меловых пород здесь отсутствуют, а буровые скважины пока не вскрыли их.

По мере движения на запад, наряду с большим сокращением мощности отложений второго элемента ритма „$б_4$“, наблюдаются заметные изменения и в составе пород, слагающих радиолитовый горизонт. Изменения эти сказываются, прежде всего, в уменьшении количества карбонатных прослоев, замещении зеленых тонкоотмученных глин охристыми, красными, нередко плохо отсортированными, алевритовыми глинами, алевритами и песчаниками. Такое строение стратиграфических аналогов радиолитового горизонта можно наблюдать, например, в Исфаринском разрезе.

Отмеченные фациальные переходы свидетельствуют о том, что в западные мелководные участки Ферганского бассейна поступал с прилегавшей суши более крупный обломочный материал. Крайнее выражение этого процесса проявляется для разрезов, находящихся западнее меридиана Сельрохо. Стратиграфические аналоги радиолитового горизонта здесь сложены исключительно красноцветными „немыми“, в основном песчаными, образованиями с подчиненными прослоями алевритов, что позволяет на палеогеографической карте выделить фацию прибрежных обломочных пород.

Судя по разрезам Варзыка, Чарвака, Караалмы, Урумбаша, Кугарта и других пунктов североферганской зоны, красноцветные обло-


Условные обозначения
суша
море
пестроцветные (красные, зеленые) глины, чередующиеся с известняками, доломитами и мергелями
пески, песчаники и гравийники, переслаивающиеся с „немыми" карбонатами
фаунистически охарактеризованные карбонатиты
прибрежные обломочные породы
фауна рудистов
линии равных мощностей
0 10 20 30 км
Ангрен
Шайдан
Сырдарья
Коканд
Мурзарабад
Ленинабад
Ахчечен
Сальяха
Ташрабат
Тогап
Шураб
Исфара
Нефтегазаб
Шаршуи IV
Чангара
Рыштан
Ферганд
Чимион
Кашкарнур
Кувасай
Наукат
Ош
Наман
Андижан
Наманган
Чаадак
Майлису III
Майлису I
Чаувай
Караалма
Кугарт
Джалалабад
Певаскент
Чангырташ
Сев. Алабышик
Нижн. Алабышик
Аппаташ
Каракульджа
Кокджата
Гульчи
Гуфикурган
Варзык
Алабука
Сартоногай
Пайшанба
Карадарья
Нарын
Ахангаран
Ахангаран
Ангрен
Чирчик
Келес
Сох
Исфайрам
Шахимардан
Кувасай
Авшар
Кан
Сох
Ханабад
Кызылкурган
Гульчи
Ташкумыр
Ходжаабад
Ходжаабад
Ходжаабад

мочные образования протягиваются в этом направлении узкой полосой, располагающейся непосредственно к северным обрамлениям депрессии.

В Нарынском разрезе среди обломочных красноцветных отложений, принимаемых нами как возрастные аналоги радиолитового горизонта, отмечаются прослои глинистых известняков и мергелей, намечающие как бы переход между карбонатно-глинистой фацией Центральной и Восточной Ферганы и фацией красноцветных обломочных пород ее периферической зоны.

К западу от Ферганы, в пределах уже Приташкентской депрессии, синхроничные отложения представлены морскими мелководными, преимущественно обломочными, образованиями с редкими прослоями маломощных пластов известняка. Среди последних Н. Ф. Безобразовой (1927$_1$) удалось установить присутствие рудистов в районе Кынграка.

Картина распределения изопахит второго элемента ритма „$б_4$" в общем напоминает закономерности в изменениях мощностей, отмечавшиеся для отложений его первого элемента. Максимальные мощности пород, судя по данным глубокого бурения в зоне кольцевых адыров (Палванташ, Андижан и др.), сосредоточены в центральных частях депрессии и достигают здесь, по-видимому, 150—200 *м*.

Сгущение изопахит в северофергапской зоне (см. рис. 37) имеет место и для рассматриваемых образований; следовательно, все сказанное на предыдущих страницах о причинах, обусловивших приуроченность максимальных мощностей к Северной Фергане, остается справедливым и для второго элемента ритма „$б_4$".

Изложенный материал позволяет прийти к некоторым выводам и в отношении условий седиментации. В начале накопления осадков второго элемента ритма „$б_4$", как отмечалось, произошла смена знака вертикальных движений– Ферганская депрессия и ее обрамления становятся областью превалировавших опусканий. Опускания эти на первых порах развивались медленно и достигли своего максимума лишь в маастрихтский век, во время накопления осадков „радиолитового горизонта".

Значительные площади Восточной Ферганы превращаются в зону мелководного моря, в которую временами если и поступал терригенный материал, то только весьма тонкозернистый. Нередко поступление его совершенно прекращалось и имело место накопление карбонатных илов, чему немало способствовали теплые воды морского мелководья. В этих условиях становится понятным расселение на некоторых площадях фауны рудистов (Кызыляр, Каракульджа и др.), которые, как известно (В. П. Ренгартен, 1950; Л. Ш. Давиташвили, 1949), обитают в мелководных зонах морей с теплыми и чистыми водами. Среди факторов, благоприятствующих развитию рудистов, указывают и на подвижность воды. Вероятно, и эти условия существовали в Восточной Фергане, поскольку она в виде пролива соединяла Ферганский бассейн с южными морями.

Ареалы распространения рудистов в Фергане сравнительно небольшие, уже на меридиане Исфайрама и далее на запад рудисты исчезают. Так как у нас нет никаких оснований предполагать в этом направлении снижение температуры вод бассейна, исчезновение рудистов здесь приходится связывать с усиленным привносом обломочного материала в зону седиментации.

Нам уже приходилось подчеркивать (1951$_2$), что исчезновение рудистовой фауны отнюдь не является доказательством отсутствия

синхроничных аналогов радиолитового горизонта в Южной и Северной Фергане.

Справедливость такого вывода, основанного на анализе ритмичности осадконакопления, подтверждается находкой Н. Е. Минаковой летом 1950 г. фауны рудистов в Исфаринском разрезе.

Преимущественно красная окраска прибрежных кластолитов, развитых по периферии Ферганского моря, указывает на окислительные условия в зоне седиментации. Небольшие глубины бассейна в сочетании с привносом заметных количеств пресной воды и терригенного материала с суши благоприятствовали созданию в этих участках моря гидродинамической активности (М. В. Кленова, 1951), обеспечившей, с одной стороны, свободное поступление кислорода в придонные зоны и, с другой, вынос отсюда тонкоизмельченного, пелитового и органогенного материала. Естественно, что вынос органического вещества из области осадконакопления приводил к его дефициту здесь и тем самым способствовал повышению и без того высокого окислительно-восстановительного потенциала среды.

Подобные условия накопления прибрежных обломочных осадков мало благоприятствовали накоплению и дальнейшему превращению исходной нефтяной органики.

Иные условия существовали в это время в юго-восточной и особенно в центральной частях Ферганского бассейна, где шло накопление тонкоотмученных карбонатных и глинистых илов.

По-видимому, глубина моря здесь была несколько большей, чем в ее периферических частях, что в сочетании с заметным уменьшением привноса обломочного материала, при почти полном прекращении поступления грубообломочных минеральных частиц, нередко приводило к установлению восстановительных условий в зоне осадконакопления.

В последней дефицит свободного кислорода был обусловлен не только слабой циркуляцией, в частности вертикальной, морских вод и накоплением на дне вместе с илами органического вещества, но и поступлением сюда органики из других прибрежных участков с повышенной гидродинамической активностью.

На этом примере видно, что условия осадконакопления определяются не только физико-географической обстановкой, но и активным воздействием на нее накоплявшегося в данном случае органического вещества.

С подобными условиями только и приходится связывать образование горизонтов тонкоотмученных зеленых глин верхов второго элемента ритма „$б_4$“, количество и мощность которых, судя по результатам бурения, возрастают по мере движения к центру депрессии.

Наличие бентонной фауны в карбонатных прослоях радиолитового горизонта еще не исключает возможностей накопления и последующего превращения исходной нефтяной органики, если иметь в виду различия в геохимических условиях, существовавшие в самом накоплявшемся осадке и в придонных водах.

Таким образом, мы приходим к выводу, что в Центральной и Юго-восточной Фергане на значительном отрезке времени формирования верхов второго элемента ритма „$б_4$“ („радиолитовый горизонт“) существовали благоприятные условия для накопления и дальнейшего превращения исходной нефтяной органики.

Повсеместно на отложениях второго элемента ритма „$б_4$“, резко отличаясь от них по составу, залегают гипсоносные образования с подчиненными прослоями глин, известные (О. С. Вялов, 1945_3) в



Рис. 38. Палеогеографическая карта датского века и изопахиты I элемента ритма „$в_1$"
Составил А. М. Габильян.

Юго-западной Фергане как гипсы Гознау, а в Юго-восточной—как надрадиолитовая свита. Такая резкая и повсеместная фациальная смена пород в стратиграфическом разрезе позволяет сравнительно легко наметить границу между ритмами „$б_4$“ и „$в_1$“.

Вместе с тем наблюдающиеся фациальные переходы свидетельствуют, конечно, о существенных изменениях, наступивших в физико-географических условиях. Изменения эти были обусловлены развитием в начале формирования первого элемента ритма „$в_1$“ положительных по знаку вертикальных движений, вызвавших сокращение границ морского бассейна.

О большом площадном охвате движений этого времени, обычно синхронизируемых с ларамийской фазой складчатости, можно судить хотя бы по тому, что море покидает не только Фергану и почти всю Южнотаджикскую депрессию, но и значительно сокращается в Альпах, Карпатах, частично на Кавказе и в Гималаях (Н. М. Страхов, 1948$_3$).

На рис. 38 представлена палеогеографическая карта датского века и изопахиты первого элемента ритма „$в_1$“; на карте видно, что по сравнению с маастрихтским веком в Фергане заметно сократилась общая площадь водоема. Участки, расположенные западнее Сулюкты, а также Мурзарабат, Шайдан, Варзык, Ортотокай и другие освобождаются от водного покрова. Не менее заметно сокращается бассейн в юго-восточной части депрессии (Гульча) и в пределах уже собственно „алайского пролива“ (Кызылкурган и Суфикурган), который резко сужается. При этом как в западной, так и в восточной частях бассейна обособляются участки нулевых мощностей отложений первого элемента ритма „$в_1$“ (см. рис. 38).

Поскольку образование зон нулевых мощностей может быть связано как с сингенетическим, так и с более поздним размывом, для однозначного решения этого вопроса, как справедливо отмечает В. Е. Хаин (1950$_2$), необходимо прибегать к рассмотрению фациальных особенностей отложений, расположенных вблизи данных зон.

Так, например, обращаясь к соседним от Кочкараты разрезам—Чангырташскому, Гульчинскому и Каракульджинскому, можно видеть, что образования первого элемента ритма „$в_1$“ здесь представлены обычными для данной секции стратиграфической колонки гипсами, ангидритами, чередующимися с сильно огипсованными пелитами. Следовательно, нет никаких признаков, указывающих на существование островной суши в районе Кочкараты во время накопления осадков первого элемента ритма „$в_1$“. Подобный же вывод можно сделать и в отношении зоны нулевых мощностей, расположенной в западной части лагуны, в районе Акчечека и Джамандиара.

В связи с этим приходится допустить, что размыв отложений первого элемента ритма „$в_1$“ на отмеченных участках произошел позже, вероятно, на границе между первым и вторым элементами ритма „$в_1$“, когда интенсивность восходящих движений достигла максимума.

Ферганский водоем в датский век отшнуровывается и в значительной мере теряет свою связь с открытым морем, превращаясь в типичную лагуну, где шло накопление в основном гипса, ангидрита, местами переслаивающихся с красными, реже зелеными глинами, иногда алевритами.

Приведенные особенности состава осадков указывают прежде всего на повышенную соленость вод ферганской лагуны, объясняющуюся, с одной стороны, ее отшнурованностью от открытого моря, а с другой—слабым поступлением пресных вод с прилегавшей суши.

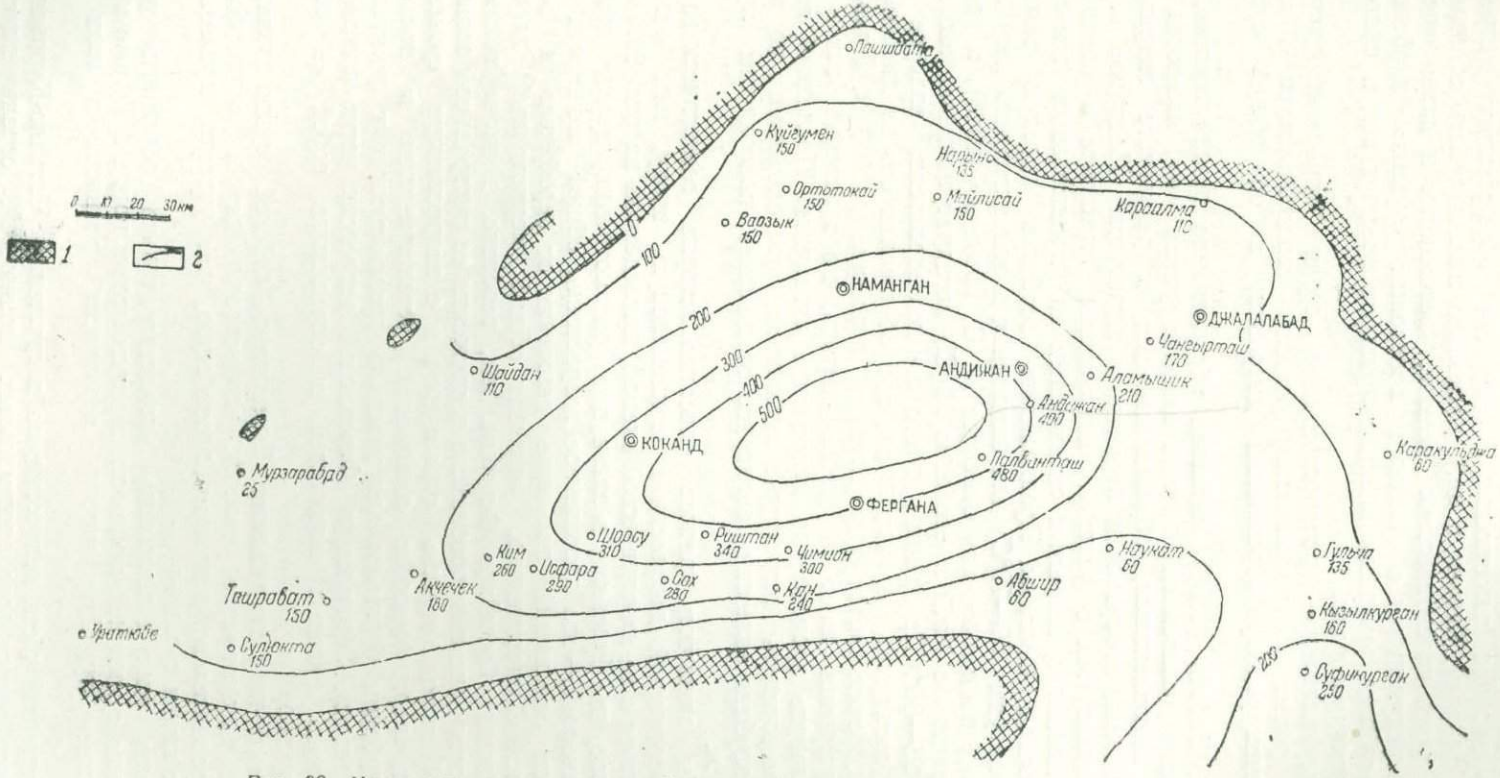


Рис. 39. Карта суммарных мощностей верхнемеловых отложений Ферганской депрессии. Составил А. М. Габрильян.

Лишь в зонах, тяготеющих к северным обрамлениям депрессии (Нарын, Майлису, Чарвак и др.), насколько можно судить об этом по развитым здесь красноцветным пескам, песчаникам и даже гравийникам, чередующимся с редкими прослоями «немых» карбонатов, становится более заметным влияние привноса пресных вод и обломочного материала с суши.

Преимущественное распространение среди отложений первого элемента ритма «в1» химических осадков свидетельствует о слабо расчлененном рельефе обрамлений депрессии и об общей сухости климата.

А. Г. Бабаев (1951) высказал обоснованное предположение, что гипсы Гознау, слагающие первый элемент ритма «в1», являются вторичными накоплениями, образовавшимися в результате гидратации вблизи дневной поверхности первичного ангидрита. Подобное мнение хорошо согласуется с фактами нахождения ангидрита в одновозрастных отложениях, вскрытых скважинами на промысловых площадях Юго-восточной Ферганы. Предполагать особенно высокую температуру вод лагуны (60—70°С) для выпадения в ней ангидрита нет необходимости, поскольку, как отмечает М. С. Швецов (1948), в присутствии в растворе NaCl и особенно $MgCl_2$ ангидрит начинает выпадать уже при 25—30°. По данным этого же исследователя, явление гидратации ангидрита, происходящее при обнажении его на дневной поверхности, сказывается и на глубину примерно до 150 *м*. Приведенные соображения дают основание считать, что в датский век в ферганской лагуне происходило накопление ангидрита. Последний сейчас мы вправе ожидать встретить в скважинах, расположенных на участках, где глубина залегания ангидрита от дневной поверхности превышает 150 *м*.

Чтобы закончить краткое описание истории геологического развития Ферганской депрессии в верхнемеловую эпоху, нам остается ознакомиться с ее изопахической схемой, приведенной на рис. 39.

Первое, что бросается в глаза при рассмотрении карты суммарных мощностей,— это постепенное возрастание общей мощности верхнемеловых отложений по мере движения от периферии к центру депрессии. Следовательно, учитывая общий мелководный характер верхнемеловых бассейнов Ферганы, мы, вероятно, должны исключить возможности некомпенсированного погружения ее центральной зоны.

Такой вывод хорошо согласуется и с возрастанием суммарной мощности верхнемеловых отложений, установленным в последнее время глубоким бурением для участков, примыкающих к центральной зоне депрессии. Обрамления Ферганской депрессии четко фиксируются линиями нулевых мощностей и определяют собой ее общую конфигурацию.

На восточном погружении Туркестано-Алайской суши изопахитой «200» вырисовывается участок, подвергавшийся в верхнемеловое время сравнительно меньшему прогибанию, чем участки, прилегавшие к нему с юга и с севера.

Только этим и возможно удовлетворительно объяснить резкое сокращение суммарной мощности верхнемеловых пород в Гульче и многочисленные стратиграфические несогласия, развитые в этом разрезе.

В западной части депрессии, на погружении Чаткало-Кураминской суши обособляется зона минимальных мощностей, ограниченная изопахитами «0» и «100», в которую входят Ташраватский, Сулюктинский, Мурзарабатский и другие участки. Последние образовывали

по-видимому, подводный выступ, обособлявший в верхнем меле Ферганскую и Приташкентскую депрессии; на востоке таким выступом, отделявшим Фергану от южных аккумулятивных областей, служил Пригульчинский район, включая в него и Алдыяр.

Вблизи Чангетсу и Каракульджи изопахита „500" очерчивает небольшую зону повышенных мощностей, достаточно четко отличающуюся от соседних к югу участков подводного выступа, очерчиваемого изопахитами „200", и в этом отношении тяготеющую к центральным частям депрессии.

Наконец, при рассмотрении карты изопахит наглядно проявляется асимметричное расположение линий равных мощностей: их значительное сгущение в северо-восточной периферической полосе. Подобное явление обусловлено более энергичным, чем на остальных площадях, прогибанием здесь дна Ферганской депрессии, что, в сочетании с привносом сюда с северо-востока крупно- и грубообломочного материала, привело к накоплению мощной толщи песчаников, гравийников и даже мелкогалечных конгломератов.

Доказательством того, что основная масса обломочного материала поступала в северо-ферганскую полосу с северо-восточных участков прилегавшей суши, служит и схема распределения здесь терригенных осадков по крупности слагающих их зерен: по мере удаления от Нарына на юго-запад (Варзык, Шайдан) размерность зерен обломочных пород постепенно уменьшается.

Такова в общих чертах картина распределения мощностей верхнемеловых отложений Ферганской депрессии.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ В ПАЛЕОГЕНОВУЮ ЭПОХУ

Нам уже приходилось отмечать (1950[1]), что геологи, занимавшиеся изучением Ферганы (О. С. Вялов, 1936; Н. П. Васильковский, 1941; С. С. Шульц, 1948[2] и др.), обычно указывают на отсутствие видимого углового несогласия между меловыми и палеогеновыми отложениями. При этом принимается, что, начиная с мелового периода до плиоцена включительно, тектонические процессы ограничивались здесь только вертикальными колебательными движениями, как правило, небольшой амплитуды, обусловившими лишь фациальную смену осадков во времени.

При литологических исследованиях верхнемеловых и палеогеновых образований Ферганы нам в 1948 г. пришлось посетить и детально описать разрезы мела и палеогена Нарына, Варзыка и Шайдана, расположенные в Северной Фергане. В Нарыне и Варзыке наблюдения за характером контакта отложений мела и бухарского яруса не оставляют сомнения в том, что последний ложится с размывом на подстилающие пачки мела, — факт, отмечавшийся О. С. Вяловым (1938), В. Н. Огневым (1937[2]) и другими.

В целях установления масштаба этого явления нам пришлось проследить взаимоотношения отложений бухарского яруса и мела и в других разрезах Северной и Северо-западной Ферганы, в частности, в Шайдане и Мурзарабате; в последнем случае, используя данные Н. Е. Минаковой (1941).

Во всех перечисленных разрезах совершенно отчетливо наблюдается залегание со следами размыва фаунистически охарактеризованных пород бухарского яруса (слои с Ostrea kalizkyi Vial., Corbula biangulata Desh. и др.) на отложениях мела.

Кроме того, по мере движения от Нарына на юго-запад наблюдается весьма резкое сокращение мощности меловых образований — с 750 (Нарын) до 25 *м* (Мурзарабат). Объяснять это явление только тем, что Принарынский участок в меловое время был расположен ближе к области сноса, чем Мурзарабатский или Шайданский, вряд ли было бы правильным, имея в виду отмечавшиеся выше размыв и очень резкое сокращение мощности.

Для выяснения причин, вызвавших столь резкое сокращение мощности меловых образований, много интересного дает анализ стратиграфических колонок.

Так, в Шайдане, в одном из немногих пунктов Северной Ферганы, где достоверно установлен «экзогировый горизонт», благодаря находкам здесь Exogyra turkestanensis Born., мощность верхнемеловой песчаниковой пачки, отделяющей экзогировые слои от пород бухарского яруса, равна 50 *м*. Поскольку мощность самих экзогировых слоев, залегающих здесь на палеозойских отложениях, равна 25 *м*, общая мощность верхнемеловых образований Шайдана составляет, таким образом, 75 *м*. К западу от Шайдана, в Мурзарабатской котловине, по данным Н. Е. Минаковой, на палеозое залегает глинисто-песчаная пачка мощностью около 25 *м*, содержащая в подошве ядра и отпечатки Trigonia sp. и костеносную брекчию (кости динозавров).

Наличие этих ископаемых остатков, а также тот факт, что выше залегают фаунистически охарактеризованные известняки бухарского яруса, позволили Н. Е. Минаковой отнести эту пачку к мелу.

Возраст динозаврового горизонта, широко развитого в Приташкентском районе, до недавнего времени определялся как сеноман. Однако в 1940 г. Б. А. Борнеман, анализируя фауну динозаврового горизонта, пришел к выводу о его туронском возрасте. Н. Е. Минакова (1941), указывая, что в разрезе Дарбазы выше динозаврового горизонта залегают песчаники, содержащие морскую фауну, относимую Г. Ф. Вебер к сеноману, подчеркивает, что туронский возраст рассматриваемого горизонта нельзя считать вполне установленным. Напротив, если предварительные определения фауны, произведенные Г. Ф. Вебер, подтвердятся, то «...в таком случае динозавровая фауна Чулей должна иметь возраст не моложе сеномана» (1941).

Так или иначе, независимо от точного определения возраста динозаврового горизонта, нам кажется правильным слои с костяной брекчией Мурзарабатского разреза, стратиграфические аналоги динозаврового горизонта Приташкентского района, параллелизовать как это делает и сам Б. А. Борнеман (1940), с экзогировыми слоями Ферганской депрессии.

Таким образом, отложения бухарского яруса в Мурзарабате залегают непосредственно на синхроничных аналогах экзогировой свиты восточных районов Ферганской депрессии. Следовательно, можно достаточно обоснованно говорить о выпадении из разреза верхнего мела Мурзарабатской котловины песчаниковой пачки, залегающей, как мы отмечали, в Шайдане между отложениями бухарского яруса и экзогировой свиты.

Значительно труднее выделить синхроничные аналоги экзогировой свиты в разрезах Варзыка и Нарына. Меловые отложения в этих районах представлены «немыми», красноцветными, трудно поддающимися расчленению образованиями, вследствие чего О. С. Вялов (1947[1]), М. Г. Барковская (1938) и другие не считают возможным с какой-либо степенью детальности параллелизовать их с меловыми отложениями Южной и Восточной Ферганы.

Однако Г. И. Шатов (1934[2]) при описании меловых отложений На-

рына расчленил их на ряд крупных пачек, исходя из петрографического состава пород. Более детальные подразделения мела Нарынского разреза произведены в 1949 г. А. М. Акрамходжаевым и А. Г. Бабаевым (1949), работавшими в составе литологического отряда, руководимого автором, и выделившими здесь восемь свит. Анализ вертикальных колебательных движений мелового времени, охвативших Ферганскую депрессию, позволяет «сиреневую» и «мергельно-гравийную» свиты этих авторов параллелизовать с «экзогировым горизонтом» других частей депрессии. Соответственно «средняя красноцветная» свита сопоставляется с песками Яловач, а «верхняя красноцветная» принимается за аналоги датского яруса. «Пестроцветная свита», разделяющая эти красноцветы, как нам представляется, является синхроничной одноименным отложениям верхнего мела южноферганской полосы.

Просматривая под этим углом зрения Варзыкский разрез, можно заметить, что здесь отсутствует «верхняя красноцветная» свита Нарына, а отложения бухарского яруса с ясными следами размыва ложатся на «пестроцветную свиту».

Таким образом, в пределах рассмотренной части Северной Ферганы, по мере движения от Нарына на юго-запад, бухарские слои залегают с размывом на все более низких стратиграфических горизонтах верхнего мела. Подобные соотношения не оставляют сомнений в том, что в данном случае имеется типичный пример стратиграфического несогласия. Если при этом также учесть залегание карбонатных пород бухарского яруса Южнотаджикской депрессии со следами размыва на различные горизонты мела, наблюдавшееся О. С. Вяловым (1939г), Н. Е. Минаковой, автором и другими, то, вероятно, можно говорить о развитии географического несогласия (А. А. Богданов, 1949) на границе мела и палеогена Средней Азии.

Приведенные факты позволяют объяснить фациальную смену отложений, наблюдающуюся в Средней Азии на границе датского и бухарского веков, не простым продвижением (О. С. Вялов, 1938), а трансгрессией моря, происходившей в начале бухарского века.

Больше того, указания А. М. Акрамходжаева и А. Г. Бабаева (1949) на азимутальное несогласие между палеогеновыми и меловыми отложениями Нарына, достигающее 18—20°, а также Н. Е. Минаковой (1941), отмечающей, что «...срезание верхнего дарбазинского горизонта известняками бухарского яруса палеогена указывает на имеющееся несогласие между верхним мелом и палеогеном на площади Чулей», и наши наблюдения в Северной Фергане дают основание по-новому рассматривать характер тектонических движений на границе мела и палеогена.

Это были не мелкие колебательные движения, вызывавшие лишь фациальную смену осадков, «трансгрессивность» залегания бухарского яруса и «местный» размыв меловых отложений, а достаточно крупные по интенсивности, положительные по знаку вертикальные движения. Смена в начале бухарского века восходящих движений нисходящими не только обусловила залегание бухарских слоев с размывом на меловых отложениях, но вызывала местами и явное угловое несогласие между мелом и палеогеном (Нарын).

Известно, что некоторые исследователи, в частности Н. С. Шатский (1939), В. И. Попов (1937г, 1951) и другие, видят основную причину, вызывающую развитие угловых несогласий, именно в смене положительных (восходящих) вертикальных движений отрицательными (нисходящими). Н. С. Шатский (1951) в последнее время не находит оснований выделять в едином процессе развития земного шара короткие «орогенные» и весьма длительные «анорогенные» периоды.

Неслучаен, по-видимому, и тот факт, что именно на границе крупных областей поднятия («Северные дуги») и опускания (Ферганская депрессия), какой и является Северная Фергана, обнаруживаются наиболее четкие проявления этих движений в виде явных угловых несогласий между мелом и палеогеном.

Таким образом, имеющийся к настоящему времени фактический материал позволяет говорить о проявлении в Средней Азии на границе мела и палеогена, по крайней мере, регионального стратиграфического несогласия, местами (Нарын и, возможно, предгорные участки Приташкентского района) переходящего в явное угловое несогласие.

Это обстоятельство в сочетании с фациальными изменениями, которые наблюдаются при переходе от лагунной гипсово-ангидридной пачки датского яруса к низам бухарского яруса, представленным в Фергане нормальными, неогипсованными пелитами с морской фауной, позволяет достаточно обоснованно проводить границу между первым и вторым элементами ритма «вı».

Таким образом, уже в начале бухарского века поднятия, энергично развивавшиеся в датское время, сменяются опусканием, которое, постепенно все более усиливаясь, обусловило повсеместную трансгрессию бухарского моря в Средней Азии.

Морские фации этого времени известны в ее различных аккумулятивных областях — в Приташкентской, Бухаро-Хивинской, Южнотаджикской и Ферганской депрессиях.

Конечно, на такой громадной территории трудно рассчитывать на одинаковый фациальный состав накоплявшихся осадков.

Так, в Приташкентской депрессии и Кызылкумах отложения этого возраста представлены типичными фациями открытого моря без каких-либо признаков повышения солености вод. По мере продвижения на восток — в Бухарской депрессии и далее в Южнотаджикской — большую роль в составе отложений играют карбонатные породы, чередующиеся с мощными пластами гипса.

Параллельно с изменением состава пород происходит изменение их мощности, от немногих десятков метров на западе до нескольких десятков и даже сотен метров — на востоке и северо-востоке. Мощность карбонатно-гипсовой толщи бухарского яруса и Южнотаджикской депрессии, например, превышает 200 *м*.

Увеличение мощности отложений бухарского яруса на северо-востоке, повышение в его строении роли гипса свидетельствуют о некоторой отшнурованности Южнотаджикского бассейна от открытого моря, приближавшей его по своему режиму к лагуне.

Однако при дальнейшем продвижении на северо-восток, уже, по существу, на стыке Ферганской и Южнотаджикской депрессий (Заалайский и Алайский хребты), в разрезах бухарского яруса развиты нормальные морские фации известняков без каких-либо признаков повышенной солености вод бассейна (О. С. Вялов, 1941$_{2,3}$).

Возможно, подобное изменение солевого режима вод связано с усилением привноса пресных вод в «алайский пролив» с участков суши, расположенных на месте современных Ферганского и Алайского хребтов.

Обращаясь к непосредственно интересующей нас Ферганской депрессии, можно подметить, что опускания, начавшиеся в бухарский век, на первых порах сопровождаются соподчиненными движениями обратного знака (поднятиями), интенсивность которых временами становится весьма заметной.

Так, образование сулюктинских песчаников, перекрывающих в Юго-западной Фергане зеленые и серые глины и относимых нами уже к пер-

вому элементу следующего ритма «$в_2$», приходится связывать со временем усиления подобных соподчиненных восходящих движений.

Однако движения эти вскоре вновь сменяются опусканиями, вызвавшими дальнейшее расширение границ моря в Фергане. Детали развития вертикальных движений бухарского века и конкретные вещественные проявления их в стратиграфических разрезах различных площадей отмечались в главе «Ритмостратиграфия», поэтому, чтобы избежать повторения, здесь на них мы останавливаться не будем.

Палеогеографическая карта бухарского века, точнее времени накопления отложений горизонта «К», и изопахиты второго элемента ритма «$в_2$» (рис. 40) дают представление о примерных границах распространения морского и лагунного бассейнов Ферганы. Сравнивая палеогеографические карты бухарского и датского веков (рис. 38 и 40), нетрудно видеть, что Ферганская депрессия, представлявшая в датский век типичную лагуну, в бухарское время на значительной своей площади превращается в морской водоем. Погружение юго-западного окончания Чаткало-Кураминской суши вновь под зеркало вод приводит к установлению свободной связи между морями Ферганы и Приташкентского района.

По данным Т. А. Мордвилко (1936), бухарские слои, выраженные песчаниками и известняками, содержащими руководящую фауну, развиты на юго-западных склонах Каратау, т. е. вплоть до северных окраин Приташкентской депрессии. Этот факт говорит в пользу значительного территориального продвижения моря в бухарский век.

На месте суши, до того разделявшей Приташкентскую и Ферганскую аккумулятивные области, образуется мелководный перешеек, в пределах которого сохраняются лишь отдельные острова. Реальность существования подобных островов, по нашему мнению, подтверждается не только приведенной схемой изопахит, но и бурением скважин к северо-востоку от Ура-Тюбе, выявившим отсутствие здесь меловых и палеогеновых отложений и налегание неогеновых пород непосредственно на палеозойские образования. По-видимому, в меловое и палеогеновое время развитие многочисленных и чередующихся по знаку вертикальных движений создавало в мелководной зоне перешейка весьма неустойчивые условия осадконакопления, сопровождавшиеся сингенетическим, а местами и эпигенетическим размывом.

Лагунные условия Ферганского водоема сохраняются в бухарский век только в его юго-восточном углу и в узкой полосе, протягивающейся от него на запад до Ташравата, вдоль южного обрамления депрессии.

Согласовано с этим и распределение фаций бухарского века (времени образования горизонта «К») в Ферганской депрессии. В ее крайнем юго-восточном углу развиты огипсованные доломиты, нередко переслаивающиеся с пластами гипса. Подобный состав пород в сочетании с угнетенными «карликовыми» формами корбулид, развитых в них (Corbula (Cuneocorbula) angulata Lam.), лишний раз убеждает нас в ненормально высокой солености вод данной зоны Ферганского водоема. Вероятно, сильная концентрация солей в водах лагуны мало благоприятствовала расселению и пышному расцвету макрофауны. К этим условиям, очевидно, могло приспособиться лишь небольшое число видов, да и те представлены мелкими, «угнетенными» формами.

В литературе имеется немало указаний на изменения морфологии и, в частности, величины тела в зависимости от изменений условий обитания фауны. В качестве такого примера мы сошлемся лишь на работы М. Э. Ноинского (1932), весьма четко и убедительно показавшего «измельчение» фауны верхнего карбона, нижней перми и казанского яруса, вызванное постепенным осолонением водоемов Русской платформы.

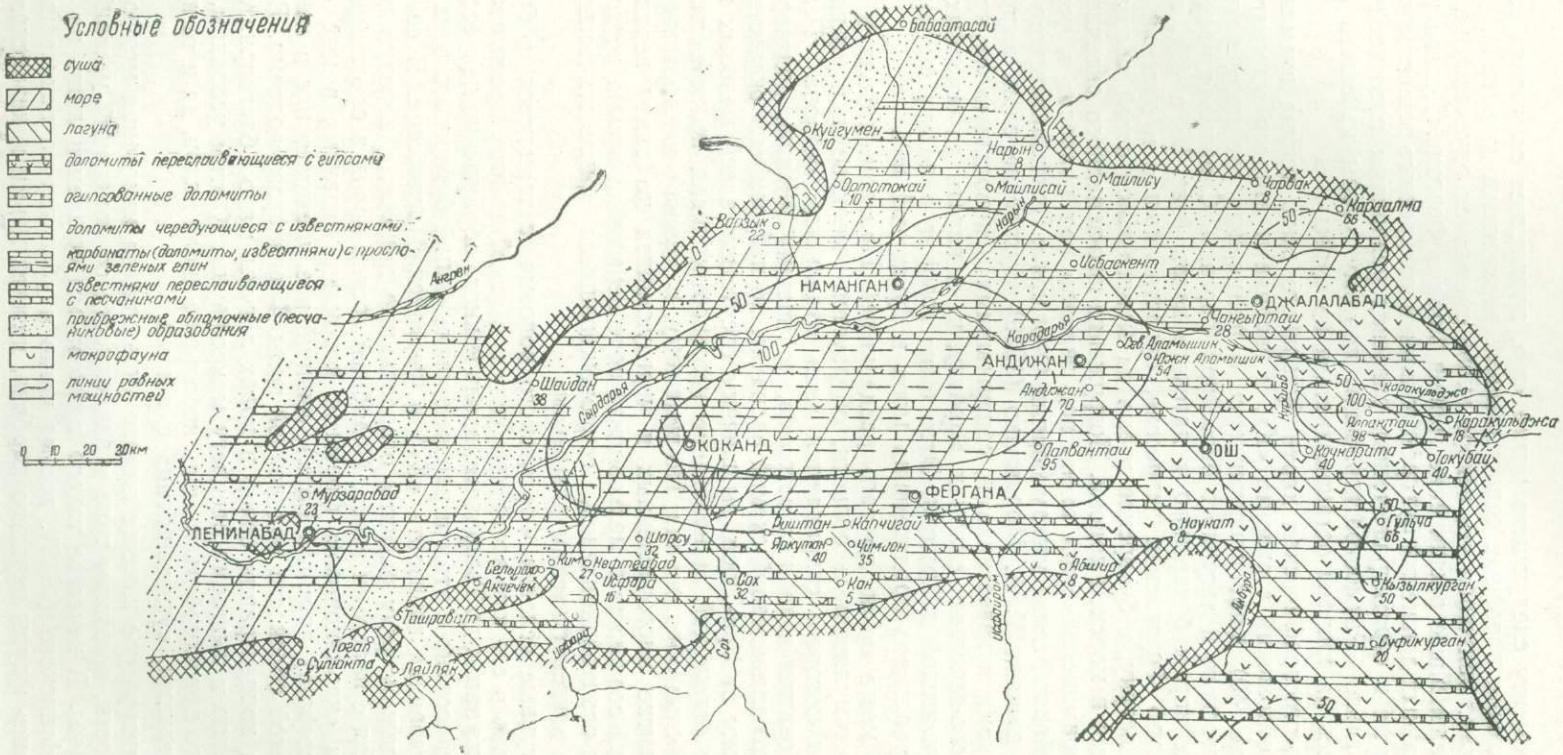


Рис. 40. Палеогеографическая карта бухарского века (горизонт „к") и изопахиты II элемета ритма „$в_2$"
Составил А. М. Габрильян.

Однако на большей площади Ферганского бассейна, в его центральных и северо-западных частях, в бухарский век происходит накопление карбонатных, глинистых и песчаных илов. Судя по отсутствию в отложениях этого времени каких-либо заметных следов хлористых и сернокислых соединений, можно предполагать, что соленость вод этих площадей бассейна была близка к нормальной солености морских вод.

В этих условиях шло накопление в северо-ферганской полосе карбонатов, нередко переслаивающихся с пластами песчаников. Доломиты, преимущественно развитые в Юго-восточной Фергане, здесь сменяются известняками, часто обогащенными терригенным (песчаным) материалом. Изменения наблюдаются и в составе макрофауны: мелкие «угнетенные» корбулиды уступают место крупным устрицам — Ostrea kalizkyi Vial., O. bellovacina Lam. var. trinkleri Böhm.

Хотя синхроничные отложения бухарского яруса в Приташкентской депрессии встречаются спорадически, а мощность их составляет всего 3—4 *м*, однако они все же позволяют получить некоторое представление об условиях их образования.

Развитие песчано-известняковых фаций с остатками морской фауны (Modiola и др. пелециподы), отсутствие каких-либо признаков огипсованности пород и, наконец, находки плодов Chara в периферических разрезах свидетельствуют о том, что Приташкентская депрессия в бухарский век являлась краевой, мелководной зоной открытого моря, воды которого временами сильно опреснялись речными потоками с суши. По этому признаку северо-ферганская полоса, в которую обломочный материал также поступал в заметных количествах, весьма напоминает Приташкентский район; значительное сходство в составе пород и фауны этих двух областей позволяет предполагать свободную связь, существовавшую между ними в бухарский век (см. рис. 40).

Судя по характеру синхроничных отложений северных предгорий Зеравшанского хребта, приташкентские фации открытого моря отмечаются и здесь, хотя мощность их несколько и больше (15—20 *м*); видимо, районы современного Зеравшанского хребта являлись пограничными и разделяли северные фации (открытого моря) бухарского яруса от южных (лагунных) фаций, развитых в Бухарской и Южнотаджикской депрессиях.

Разбуривание кольцевых адыров Юго-восточной Ферганы, предпринятое за последние годы, дало материал, позволяющий уловить характер фациальных изменений, которые претерпевают отложения мела и палеогена по мере движения от периферии к центру депрессии. Так, в разрезах промысловых площадей Палванташа, Андижана и др. бухарский ярус представлен в основном зелеными, хорошо отсортированными глинами, с подчиненными прослоями известняков и доломитов. Заметное возрастание общей мощности, достигающей здесь 70—100 *м*, повышение роли зеленых, тонкоотмученных глин и, наконец, отсутствие пластов гипса, характерных для юго-востока, обособляют разрезы бухарского яруса зоны кольцевых адыров как от лагунных фаций юго-востока, так и от прибрежных образований открытого моря северо-ферганской полосы.

Центральная часть Ферганского водоема представляла в это время как бы переходную зону между лагуной на юго-востоке и участками открытого моря на северо-западе.

Эта часть водоема, как видно на изопахической схеме (см. рис. 40), и подвергается наибольшему прогибу, что, в сочетании с поступлением сюда тонкоотмученного пелитового материала и накоплением карбонатных илов, привело к формированию здесь максимальных мощностей.

В свете изложенного становится понятным, что наиболее благоприятные условия накопления и последующего превращения органического вещества в нефть существовали в бухарский век именно в центральной части Ферганского водоема. Если в северо-ферганской прибрежной полосе с повышенной гидродинамической активностью вод шло, в большинстве своем в окислительной среде, преимущественное накопление песчаных образований, то в центральной части водоема, судя по наличию здесь хорошо отсортированных глин только зеленых и серых тонов, господствовала восстановительная обстановка.

Органический материал поступал сюда не только за счет отложения планктона и, возможно, бентоса собственно центральной части бассейна, но и в результате выноса его вместе с глинистыми илами из северо-ферганской прибрежной зоны.

Что касается лагунных участков Южной и Юго-восточной Ферганы, то здесь во время образования доломитов существовала обстановка, вероятно, также благоприятствовавшая накоплению и дальнейшему превращению исходного органического вещества.

Наличие значительных по мощности горизонтов гипса в разрезах Южной и Юго-восточной Ферганы, повсеместное развитие среди отложений бухарского яруса Ферганы известняков и доломитов свидетельствует о теплых водах бассейна бухарского века.

Рассматривая изопахические схемы верхнемеловых отложений, нам неоднократно приходилось подчеркивать асимметрию в распределении изопахит, их сгущение в северной и особенно в северо-восточной частях Ферганской депрессии. Изопахическая схема второго элемента ритма «$в_2$», приведенная на рис. 40, уже не обнаруживает каких-либо признаков асимметричности. Это обстоятельство дает основание предполагать, с одной стороны, сравнительно равномерное прогибание дна периферических частей Ферганской депрессии в бухарский век и, с другой, ослабление влияния расположенной к северу суши на область седиментации.

Влияние это теперь сказывается не в увеличении мощности отложений в северной периферической полосе депрессии, что имело место в верхнемеловое время и отчасти обусловливало отмечавшуюся асимметрию в распределении изопахит, а лишь в фациальных особенностях осадков, накоплявшихся здесь. Лагунные гипсоносно-доломитовые образования южной и юго-восточной части в северо-ферганской полосе сменяются обломочными, преимущественно песчаными фациями с подчиненными прослоями известняков и, изредка, доломитов. Подобные фациальные соотношения говорят в пользу относительно более расчлененного рельефа северных обрамлений депрессии по сравнению с выравненными в значительной мере участками суши южных и восточных обрамлений.

Автором в 1944 г. была составлена первая для того времени палеогеографическая схема Ферганы бухарского века. Сравнивая эту схему с палеогеографической картой, приведенной на рис. 40, нетрудно заметить между ними некоторые различия, из которых наиболее существенными являются границы распространения лагунных гипсоносных фаций. На схеме фации гипсов достигают на севере широты Намангана и Джалал-абада, а на западе — меридиана Коканда. Таким образом, по прежним представлениям почти вся Центральная Фергана в бухарском веке была областью развития лагуны.

В настоящее время представляется необходимым значительно сократить границы лагуны на севере (см. рис. 40). Основанием к этому является новая трактовка разрезов нижнего палеогена Чангырташского, Наукатского и Абширского районов, проведенная нами в 1950 г. (Габрильян, 1950$_2$).

В отличие от О. С. Вялова (1945з), который относит гипсы, залегающие в Чангырташе выше надрадиолитовой свиты, к бухарскому ярусу, мы, на основании нового материала, полученного в результате бурения глубоких скважин, датируем большую их часть как датский ярус.

Ритмостратиграфический подход позволил уточнить границу между мелом и палеогеном и в Наукатском и в Абширском разрезах, в которых большая часть гипсовой пачки также рассматривается как отложения датского яруса.

Естественно, что подобная трактовка, согласно которой гипсы относятся в основном к датскому, а не бухарскому ярусу, заставляет внести соответствующие коррективы и в палеогеографические построения бухарского века.

В первой половине сузакского вёка на значительной территории Средней Азии продолжают развиваться опускания, приводящие к дальнейшему продвижению моря.

В Бухарской и Южнотаджикской депрессиях в это время накопляются в восстановительной обстановке тонкоотмученные, зеленые глинистые осадки, содержащие в большом количестве пирит.

В более северных районах — в Приташкентской депрессии, до юго-западных склонов хр. Каратау включительно (Т. А. Мордвилко, 1936), устанавливается нормальный морской режим, в условиях которого шло накопление осадков, содержавщих в Приташкентском районе Ostrea bellovacina Lam. var. trinkleri Böhm.

Североферганская полоса продолжает оставаться прибрежной морской зоной, связанной с Приташкентским бассейном, о чем можно судить по ареалам распространения таких форм, как Ostrea bellovacina Lam. var. trinkleri Böhm. и Ostrea hemiglobosa Rom., охватывающей всю эту полосу до Чангырташа на востоке включительно. В разрезах сузакского яруса Северо-западной Ферганы развиты опоки (район Кансая), изучавшиеся Г. И. Тесленко (1950).

Резкие фациальные переходы, особенно четко отмечаемые в разрезах Южной и Юго-восточной Ферганы, между гипсово-доломитовой пачкой бухарского яруса и вышележащими красноцветными глинами, позволяют наметить границу ритмов «$в_2$» и «$в_3$».

Состав пород первого элемента ритма «$в_3$» в северо-ферганской полосе (Нарын, Варзык и др.), представленных красноцветными, весьма плохо отсортированными песчано-гравийниковыми образованиями, перекрывающими карбонатные слои второго элемента ритма «$в_2$», также служит доказательством смены знака вертикальных движений, начала поднятий, наступивших на границе ритмов «$в_2$» и «$в_3$».

Превалировавшие тенденции поднятия во время формирования первого элемента ритма «$в_3$», а также накопление в Южной и Юго-восточной Фергане, в условиях мелководной лагуны, красноцветных, нередко сильно огипсованных, глин и алевритов и красноцветных гравийниковых осадков в водоемах северо-ферганской зоны мало благоприятствовали нефтеобразованию.

Однако поднятия вскоре вновь сменяются опусканиями, вызвавшими значительное территориальное продвижение алайского моря, фаунистически охарактеризованные осадки которого широко известны не только в Фергане, но и в других аккумулятивных областях Средней Азии (Приташкентский район, Бухарская и Южнотаджикская депрессия и др.).

По мнению А. Л. Яншина (1950), морские бассейны Поволжья и Кавказа соединялись с морями Средней Азии (через Эмбу, Мангышлак, Устюрт и Туркыр) не с самого начала третичного периода, как это до сих пор продполагалось, а начиная лишь со среднего эоцена.

К аналогичным выводам приходит и О. С. Вялов (1951), допускающий, что «...в алайское время можно предполагать значительное продвижение моря, покрывавшего каракумскую сушу. Остатки ее — в виде архипелага — еще имелись в нижнеалайское время к юго-востоку от залива Кара-богаз-гол, но в дальнейшем и они опустились ниже уровня моря».

Таким образом, опускания, приуроченные ко времени формирования второго элемента ритма «в$_3$», развивались не только в Фергане, но и далеко за ее пределами.

В Фергане смена знака вертикальных движений на первых порах приводит к накоплению в морских условиях зеленых глинистых отложений с прослоями устричников в средней части разреза. Появление последних среди глинистых пород дает основание А. И. Осиповой (1947) предполагать в некоторые моменты поднятие дна нижнеалайского моря.

Глинистые образования, слагающие нижнюю часть второго элемента ритма «в$_3$», выше по разрезу сменяются карбонатными фациями, известными как горизонт «I» или VII пласт по промысловой номенклатуре.

На палеогеографической карте алайского века, точнее времени образования горизонта «I» (рис. 41), видно, что Ферганский бассейн заметно расширяет свои границы, заливая своими водами восточную часть южного и некоторые площади северо-западного обрамлений депрессии.

Наряду с территориальным продвижением в это время исчезает и фациальная пестрота накапливавшихся осадков, которая была характерна для бухарского и сузакского веков. Фергана становится областью почти исключительного накопления карбонатных отложений, лишь изредка переслаивающихся с зелеными глинами.

В Чангырташе алайский ярус, мощностью 42—44 *м*, сложен крепкими светло-серыми известняками и доломитами с подчиненными прослоями зеленых алевритовых глин. В сходной карбонатной фации алайский ярус представлен и в разрезах, расположенных к югу (Ялпакташ, Наукат) и к юго-западу (Южный Аламышик, Палванташ, Исфара и т. д.) от Чангырташа.

Повсеместное распространение в отложениях алайского яруса устричной фауны и, в частности, руководящего вида Ostrea turkestanensis Rom. позволяет без особого труда выделить эти слои в стратиграфических разрезах и сопоставлять их между собой.

Заметно отличается состав пород алайского яруса в северо-восточной части Ферганской депрессии (Караунгур, Кугарт). Отличия заключаются, прежде всего, в появлении в разрезах более крупнозернистых, чем глина, обломочных пород, а также в обогащении карбонатов терригенными включениями, едва только намечавшемся в Чангырташском разрезе.

Характерным в этом отношении является строение алайского яруса в Караунгуре. Здесь в основании известняков залегает 6-метровая пачка светло-зеленых известковистых песчаников, сменяющихся кверху светло-серым известковым конгломератом.

Сами известняки местами также заметно обогащены обломочным материалом. Обогащение карбонатных горизонтов периферических частей депрессии терригенными (песчано-гравийными) включениями происходит за счет привноса их с окружающих депрессию обрамлений.

Количество обломочного материала в составе карбонатных пород быстро уменьшается по мере продвижения от периферии к центру бассейна. Так, например, в разрезах промысловых площадей Юго-восточной Ферганы, а также в Чимионе, Шорсу, Исфаре карбонатные породы

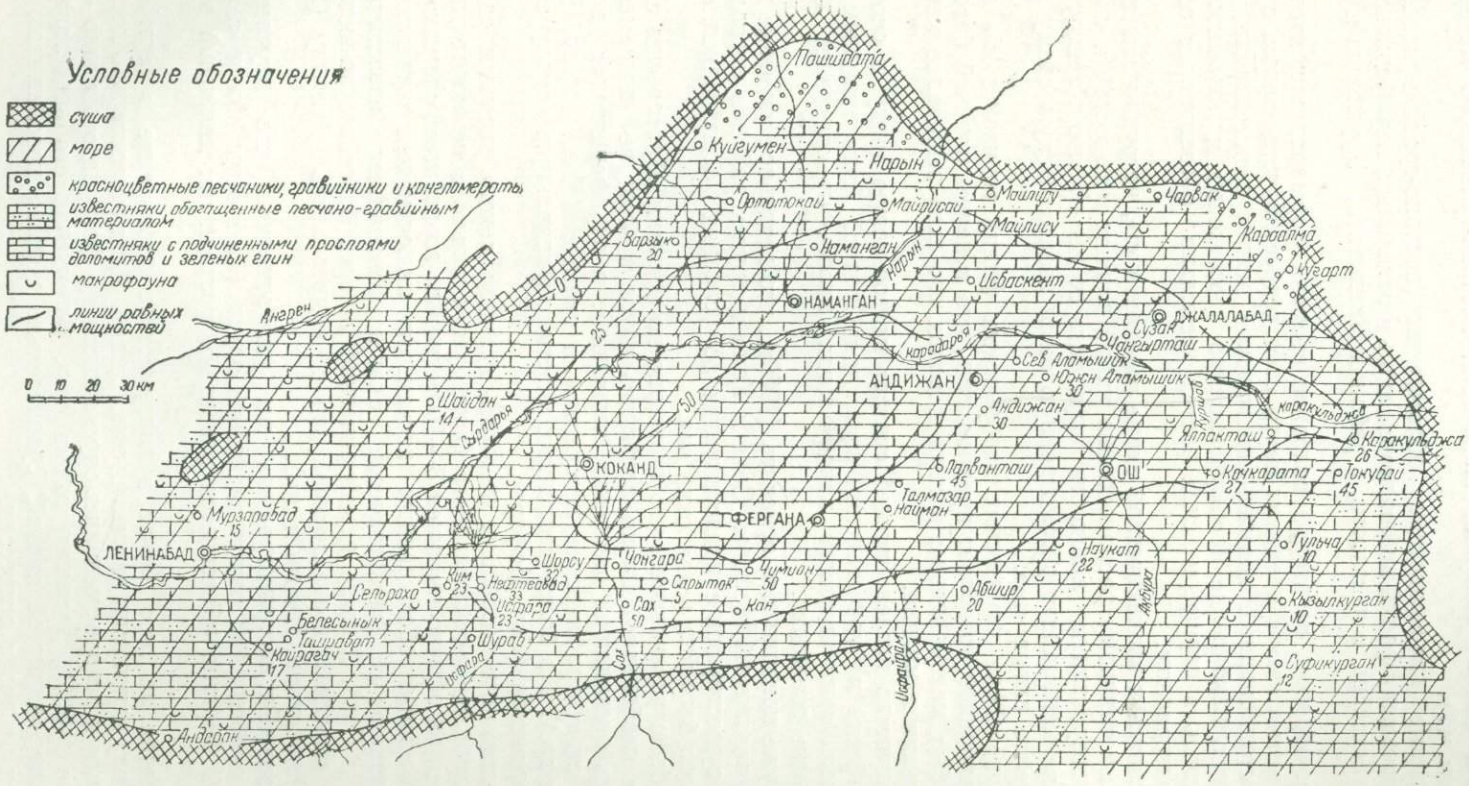


Рис. 41. Палеогеографическая карта алайского века (горизонт „1ª") и изопахиты горизонта „1ª".

практически уже не содержат включений песчано-гравийного материала (см. рис. 41).

Появление красноцветных обломочных (песчано-гравийниковых и конгломератовых) фаций наблюдается лишь в отдельных, периферических участках бассейна, в частности, в районах Пашшаата, Урумбаша и Кугарта.

Таким образом, во второй половине времени формирования второго элемента ритма «$в_3$» в пределах почти всей депрессии установился сравнительно стационарный нормальный морской режим седиментации, при котором шло накопление преимущественно известковых и доломитовых осадков, лишь в периферических частях несколько обогащенных обломочным материалом.

Обращаясь к изопахической схеме горизонта «l», нетрудно заметить, что по симметричному расположению линий равных мощностей и постепенному возрастанию мощности горизонта от периферии к центру депрессии она напоминает рассмотренную нами изопахическую схему второго элемента ритма «$в_2$».

Наличие среди химических карбонатных фаций горизонта «l» прослоев устричников позволяет предполагать, что в целом морской бассейн Ферганы был мелководным; в теплых водах его шло выпадение карбонатов кальция и магния.

Большинство исследователей считает палеогеновую эпоху, в особенности алайский и туркестанский века, для Средней Азии временем относительного тектонического покоя, когда, якобы, прекратились даже вертикальные движения.

Нам уже приходилось отмечать (1950$_2$), что детальное изучение карбонатных отложений Исфары, Соха и Кана и других районов позволило уточнить существующие представления об условиях осадконакопления Ферганского бассейна в алайский век.

Так, было установлено, что примерно ко времени образования средней части карбонатной пачки алайского яруса в Фергане повсеместно проявились восходящие движения, вызвавшие в периферических зонах бассейна стратиграфические несогласия и размыв (Кан, Абшир, Чангырташ и др.), а в более удаленных участках фациальную смену осадков по вертикали (Сох, Исфара).

Эти признаки позволили наметить границу между ритмами «$в_3$» и «$в_4$». Первый элемент последнего фиксируется только в немногих разрезах и здесь он обычно выражен 8—10-метровым горизонтом «немых» доломитов, иногда обогащенных песчаными включениями залегающих среди вмещающих, фаунистически охарактеризованных известняков (Исфара и Сох). Многие периферические участки бассейна, по-видимому, были выведены выше зеркала вод и подвергались размыву (Кан, Абшир, Чангырташ, Нарын и др.).

В главе «Ритмостратиграфия» мы уже отмечали, что двучленное строение карбонатной пачки алайского яруса (горизонты «l_1» и «l_2») в Восточной Фергане объясняется развитием восходящих движений этого времени.

Несмотря на свое четкое и повсеместное проявление в периферических зонах депрессии, движения эти, однако, были относительно кратковременными и вскоре сменились опусканиями, на фоне которых шло формирование второго элемента ритма «$в_4$». Отложения его представлены известняково-глинистой пачкой, сравнительно хорошо прослеживающейся во всех разрезах депрессии.

Нижняя ее часть сложена пластами известняков, реже доломитов

(верхняя часть горизонта «l»), кверху сменяющимися глинисто-карбонатными образованиями туркестанского яруса.

Широкое развитие известняковых горизонтов в низах второго элемента ритма «$в_4$» показывает, что установившиеся условия осадконакопления во многом напоминали условия седиментации карбонатных илов второго элемента ритма «$в_3$».

На палеогеографической карте времени формирования отложений горизонта «m» (рис. 42) видно, что границы морского бассейна в общих чертах остаются прежними. Здесь также происходит преимущественное накопление карбонатных (известняковых и доломитовых), часто фаунистически охарактеризованных отложений, иногда переслаивающихся с зелеными глинами.

Лишь по мере приближения к периферическим частям бассейна карбонатные фации заметно обогащаются обломочным материалом, сносившимся с обрамлений депрессии.

В некоторых периферических участках привнос кластического материала становится настолько значительным, что здесь происходит накопление песчано-гравийниковых, преимущественно красноцветных, образований (Ура-Тюбе, Пашшаата, Караалма и др.).

В последнее время при разбуривании Андижанской и Палванташской площадей установлено, что карбонаты горизонта «m» в нижней части замещаются ангидритами и гипсами. Предполагать, что эти сульфаты вторичного происхождения, как это обоснованно допускает О. С. Вялов (1946[1]) в отношении гипса, развитого в вышележащих зеленых глинах туркестанского яруса, нет никаких оснований. Наоборот, большая мощность ангидритовой пачки (18 *м*), выдерживающаяся по площади, залегание ее на значительной глубине, строгая стратиграфическая приуроченность к определенной части разреза и, наконец, сравнительно большие ареалы распространения говорят в пользу первичного образования этих сульфатов.

В связи с этим приходится допускать, как это и делает А. И. Осипова (1949), возможность образования на некоторых участках Юго-восточной Ферганы в середине туркестанского века небольших лагун, в которых накоплялись сульфаты.

Касаясь причин, обусловивших образования лагун А. И. Осипова в цитированной выше работе пишет: «Частому появлению лагун, вероятно, способствовало существование подводных и островных поднятий в области Карачатырской барьерной гряды». Подобное предположение, как нам кажется, является достаточно обоснованным, хотя детальность проведенных к настоящему времени работ и не позволяет, используя картину распределения изопахит, с надлежащей точностью оконтурить существовавшее в то время поднятие.

Таким образом, мы приходим к несколько необычному, на первый взгляд, выводу о существовании лагуны не в краевых частях морского водоема, а в его центральных участках (см. рис. 42). Однако подобные соотношения отмечались в литературе и раньше. Так, в работе М. С. Швецова, опубликованной в 1940 г., имеются такие указания «...благодаря новым данным, все яснее вырисовывается в обширном русском эпиконтинентальном каменноугольном море четыре части, характеризовавшиеся особыми, свойственными каждой из них чертами, обусловленными их положением и тектоникой...»

В соответствии с этим им выделяются: 1) западный прибрежный участок, примыкавший к древнему материку и характеризовавшийся значительной ролью терригенного материала в составе осадков, многочисленными перерывами и размывами, приводящими к сокращению мощности отложений; 2) главный центральный участок, охватывавший собой

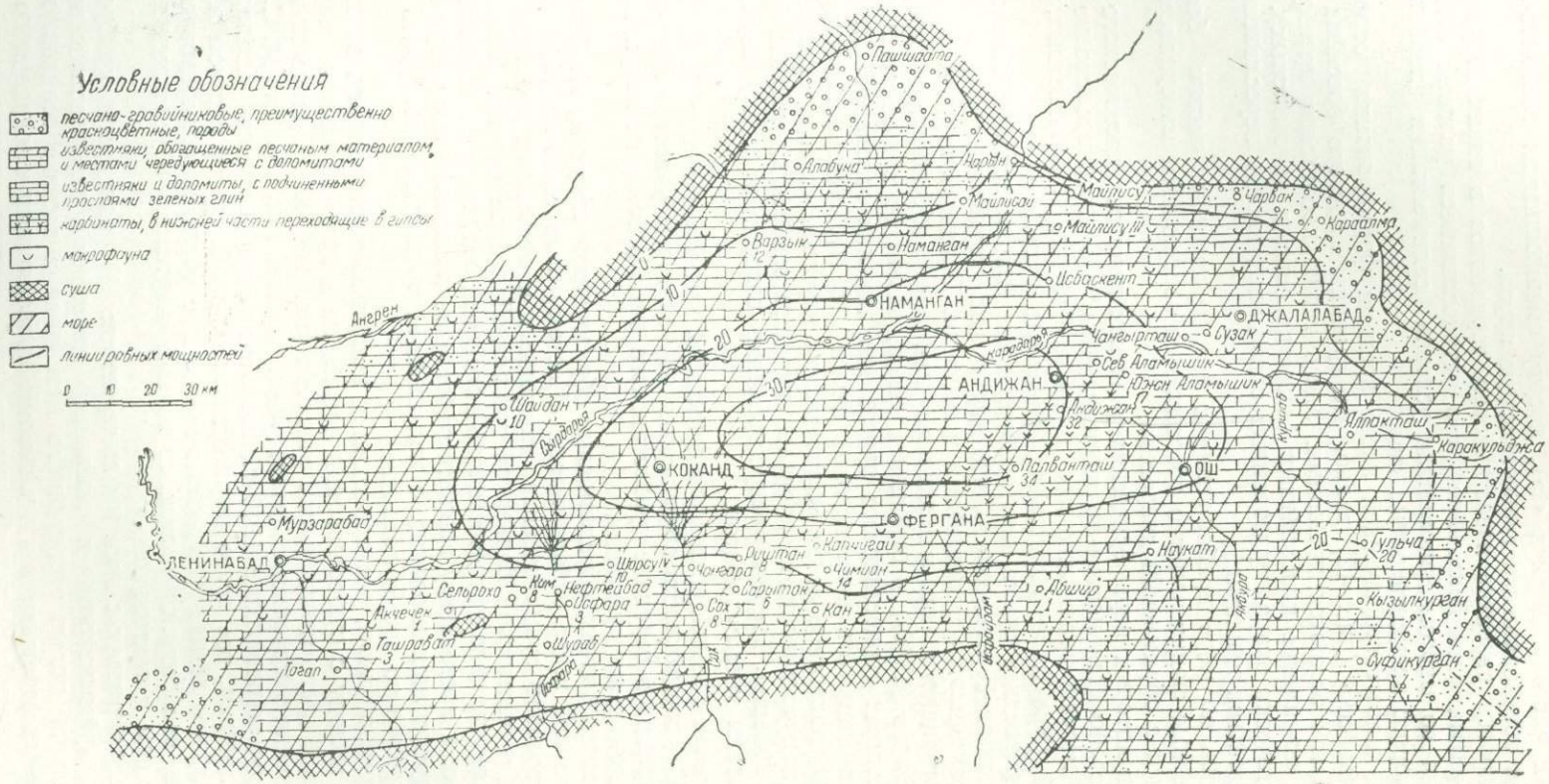


Рис. 42. Палеогеографическая карта туркестанского века (горизонт „m⁴") и изопахиты горизонта „m⁴". Составил А. М. Габрильян.

Москву и южное крыло Подмосковной синеклизы до Окско-Цнинского вала, — область, удаленная от материка с преимущественным накоплением карбонатов; 3) участки Окско-Цнинского вала с весьма неустойчивым режимом седиментации, с заметным преобладанием обломочных накоплений в московскую эпоху и резким его уменьшением — в нижнекаменноугольную; 4) полоса неглубоких впадин, бедная терригенным материалом и, благодаря своему прогибанию, отличавшаяся большой скоростью накопления карбонатных осадков, опоясывает с северо-востока, востока и юго-востока все три предыдущих участка. Характеризуя этот четвертый участок, М. С. Швецов подчеркивает, что «при понижении уровня вод здесь происходило не разрушение уже отложившихся пород, как в соседних районах, а отшнуровывание лагун и выпадение химических осадков» (1940, стр. 108).

Н. М. Страхов (1951) отмечает для карбона и особенно его верхнего отдела Заволжья лагунный характер отложений, выражающийся в развитии здесь местами как явлений доломитизации и сульфатизации пород, так и в образовании самостоятельных пластов ангидрита. В разбираемом нами плане важно следующее положение в работе этого исследователя: «Существенно также и то, что на самом восточном краю платформы вновь появляются бессульфатные и главным образом известковые осадки. Таким образом, повышенная соленость водоема проявлялась в данном случае не по периферии моря, не в его прибрежных лагунах, как обычно, а в центре водоема, тогда как по окраинам моря, особенно в Подмосковье, налицо все признаки нормального морского режима» (1951, стр. 295).

В согласии с М. С. Швецовым, Н. М. Страхов объясняет подобную аномалию в территориальном соотношении между морскими и лагунными фациями весьма мелководным характером морского водоема, в связи с чем даже небольшие восходящие движения земной коры приводили к образованию многочисленных отмелей, часть из которых, в условиях аридного климата, превращались в лагуны.

В условиях осадкообразования каменноугольного моря Русской платформы и морского водоема туркестанского века Ферганской депрессии имеются, очевидно, некоторые черты сходства, заключающиеся в существовании лагун в середине морского бассейна. Несмотря на существование таких мелких лагун, последние отнюдь не являлись характерными для Ферганы, которая в большей своей части в туркестанский век была покрыта водами нормального (открытого) моря.

Обращаясь к изопахической схеме горизонта «m», легко видеть (см. рис. 42), что она в общих чертах повторяет картину распределения мощностей горизонта «l» (рис. 40), за исключением того, что суммарная мощность горизонта «m» значительно уступает мощности горизонта «l» и вряд ли превышает 30—35 *м* в центральной части депрессии.

Повсеместное развитие зеленых тонкоотмученных глин туркестанского яруса, перекрывающих карбонаты горизонта «m» и слагающих верхнюю часть второго элемента ритма «в4», наличие в них нередко остатков морской фауны свидетельствуют о том, что морской режим седиментации в конце туркестанского века существенно не изменяется, если не считать смену карбонатообразования накоплением глинистых осадков.

Следовательно, можно констатировать, что начиная с бухарского века и до туркестанского включительно, преобладали отрицательные по знаку вертикальные движения, вследствие чего на смену лагунам датского времени приходит нижнепалеогеновое море.

В Ферганской депрессии это море на первых порах (бухарский и сузакский века) являлось полузамкнутым, местами по своему режиму напоминающим лагуну. Однако дальнейшее развитие опусканий приводит

к установлению здесь в алайский и туркестанский века условий нормального открытого моря без каких-либо заметных признаков его отшнуровывания.

Из приведенного видно, что эпоха максимальной трансгрессии эоценового моря (алайское и туркестанское время) сказалась в Ферганской депрессии преимущественным накоплением карбонатных (известковых и доломитовых) осадков, временами сменяющихся глинистыми отложениями.

Подобные условия седиментации установились не только в Ферганской и в смежных аккумулятивных областях Средней Азии (Приташкентская, Южнотаджикская и Бухарская депрессии, Кызылкумы, Каракумы и т. д.), но и далеко за ее пределами. На палеогеографической карте мира, составленной Н. М. Страховым для эоцена (1951), нетрудно видеть, что наплатформенные карбонатные фации этого времени распространены на бо́льшей части Средней Азии, Прикаспийской низменности и в Днепровско-Донецкой впадине.

Накопление карбонатных осадков, как считает Н. М. Страхов (1951, стр. 356), наблюдается в современных обстановках и было приурочено в истории Земли к областям теплого аридного климата, что в сочетании со слабо расчлененным, выравненным рельефом прилегавшей суши обусловило незначительное поступление обломочного материала в седиментационный бассейн. Если такое поступление временами и возрастало, то и в этом случае в бассейн доставлялся только мелкий (пелитовый) материал.

Это обстоятельство, вероятно, не в малой степени способствовало установлению восстановительных условий в придонных участках мелководного моря с пониженной гидродинамической активностью его вод. Доказательством этому, в частности, служат многочисленные находки пирита в глинистых породах алайского и туркестанского ярусов, а также развитие вторичного гипса в глинах туркестанского яруса, отмеченное О. С. Вяловым (1946), и другие признаки.

Поэтому становится понятным и то, что основные палеогеновые скопления нефти и газа сосредоточены в карбонатных отложениях именно данной части стратиграфического разреза (вторые элементы ритмов «$в_3$» и «$в_4$»).

Весьма заметные изменения в физико-географических условиях наступают в начале риштанского века, вследствие смены нисходящих вертикальных движений данного участка земной коры восходящими. Обусловленная этим регрессия моря вновь порождает пестроту в фациальном составе накапливавшихся осадков. Больше того, многие площади выходят из-под зеркала вод нижнериштанского моря и подвергаются денудации.

Подобные изменения в условиях седиментации имеют место не только в Ферганской депрессии, но и в смежных с ней аккумулятивных областях Средней Азии. Отложений достоверно нижнериштанского времени не встречается в Восточной Фергане, в Приташкентском районе, в Бухарской депрессии, в Бадхызе, в Ашхабадском районе и т. д.

Таким образом, имеется достаточно оснований для того, чтобы смену знака вертикальных движений, наступившую на границе туркестанского и риштанского веков, рассматривать не как кратковременный, территориально в своем проявлении ограниченный только Ферганской депрессией эпизод, а как событие, охватившее собой, по крайней, мере, большую часть Средней Азии.

Резкие фациальные изменения, наблюдающиеся между туркестанским и риштанским ярусами, а также нередко четко фиксируемые здесь

перерывы в осадконакоплении и явления размыва позволяют в Фергане сравнительно легко наметить границу между ритмами «$в_4$» и $в_5$».

В Западной Фергане (в Ташравате) нижнериштанские образования (горизонт «п» по номенклатуре Калицкого), слагающие первый элемент ритма «$в_5$», представлены крепкими глинистыми известняками, мощностью около 10 *м*, содержащими остатки фауны плохой сохранности. Известняки в подошве обогащены большим количеством включений терригенного материала, до гравия, размером 5—6 *мм* в диаметре.

По направлению на восток, в Исфаре, синхроничные отложения сложены мелкозернистыми, зеленовато-охристыми песчаниками, мощностью около 6—7 *м*, лишь в самой кровле сменяющимися песчанистыми известняками, переполненными гастроподами.

Подобный переход с запада на восток нижнериштанских карбонатных фаций в обломочные завершается в Риштанском разрезе, где (см. рис. 43) отложения этого времени сложены 6—7-метровой пачкой мелкозернистых известковистых песков перемежающихся с грубозернистыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Сходный фациальный состав пород устанавливается в скважинах и на соседнем к востоку Яркутанском участке.

На более восточных площадях, в частности в Чангырташе, Наукате и Абшире, этот горизонт (горизонт «п») выпадает из разрезов.

Отмеченные соотношения указывают на то, что при продвижении с запада на восток мы приближаемся к береговой линии нижнериштанского морского залива Ферганы, которая проходила где-то между Чимисном и Наукатом. Восточная и Юго-восточная Фергана, по всей вероятности, представляла собой в это время сушу, разделявшую Ферганскую и Южнотаджикскую аккумулятивные зоны.

Находки Ostrea simplex Desh. в Южнотаджикской депрессии, о которых сообщает К. В. Бабков (1950), вероятно, указывают на эпизодическое восстановление связи между этими аккумулятивными зонами.

По-видимому, и вся североферганская полоса была выведена из-под уровня вод нижнериштанского бассейна. Последний имел связь с открытым морем на западе Ферганы (см. рис. 43).

В прилегающих участках Приташкентской депрессии (ее южная часть), сложенных на поверхности четвертичными образованиями, имеются основания рассчитывать встретить нижнериштанские отложения в фациях, близких к фациям Западной Ферганы. Однако нужно иметь в виду возможность развития здесь на некоторых участках островных поднятий, подобных поднятию, расположенному между Джамандиаром и Кузганды (см. рис. 43). Естественно, что на таких участках, которые не могут быть сейчас сколько-нибудь точно оконтурены, в разрезе палеогеновых отложений горизонт «п» будет отсутствовать.

Как видно из палеогеографической карты, Фергана в нижнериштанское время превращается в морской залив, в котором шло накопление главным образом карбонатных осадков, только в самых периферических частях бассейна сменяющихся песчано-гравийниковыми образованиями.

Следовательно, сказанное в отношении теплого аридного климата алайского и туркестанского времени, а также выравненности рельефа обрамлений Ферганской депрессии остается справедливым и для нижнериштанского времени.

С нижнериштанскими поднятиями О. С. Вялов (1939$_1$), Н. Е. Минакова (1948) и др. связывают исчезновение морских отложений риштанского и более верхних ярусов палеогена из разреза юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Синхроничные аналоги морских отложений верхнеферганского подотдела более восточных участков Южнотад-

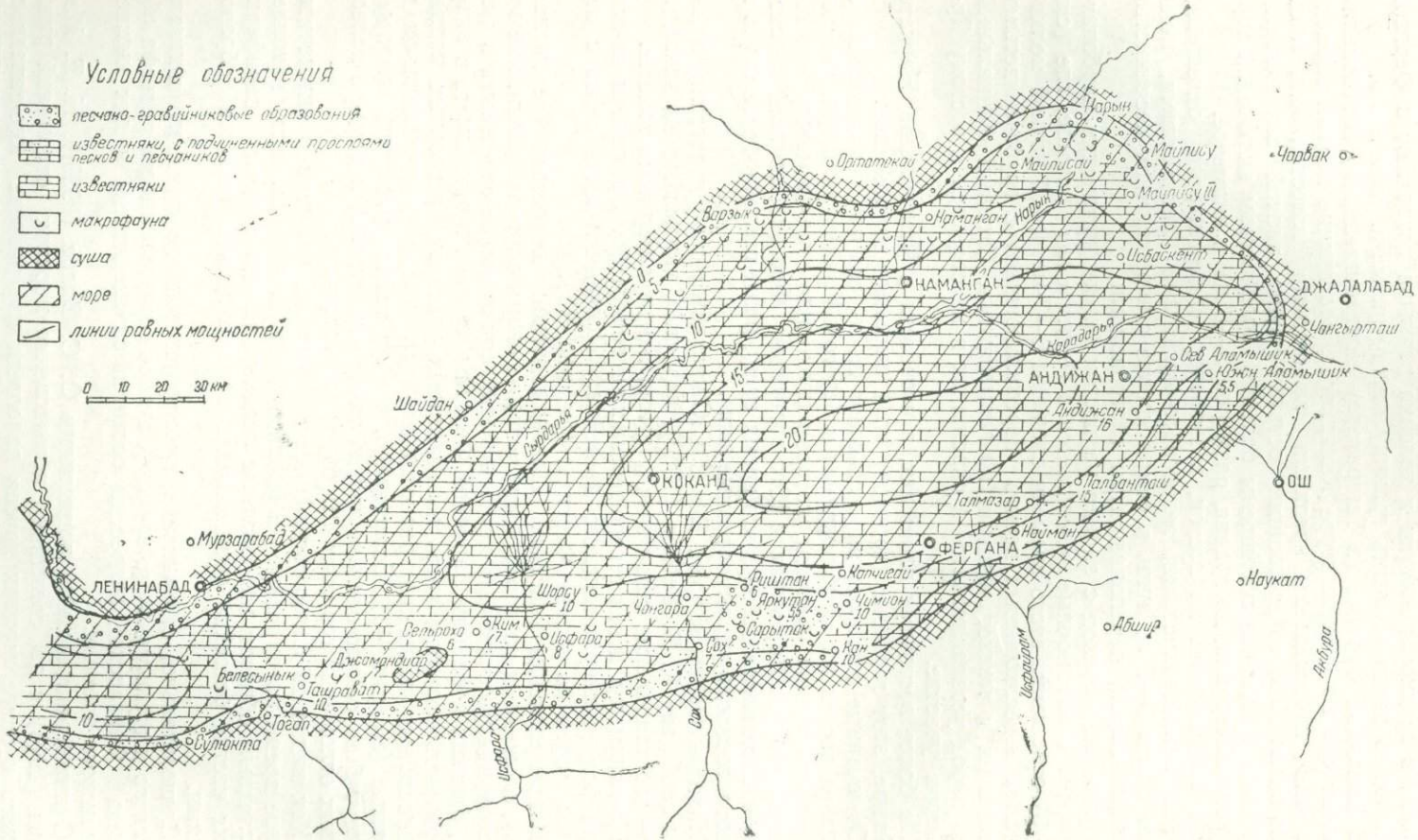


Рис. 43. Палеогеографическая карта риштанского века (горизонт „п“) и изопахиты горизонта „п“.

жикской депрессии здесь представлены континентальными образованиями, ложащимися на породах туркестанского яруса без видимого углового несогласия или каких-либо заметных следов размыва.

Таким образом, формирование суши на месте современных юго-западных отрогов Гиссарского хребта, разобщившей Бухаро-Хивинскую и Южнотаджикскую депрессии, произошло именно на рубеже туркестанского и риштанского веков.

Несмотря на четкое и повсеместное проявление восходящих движений нижнериштанского времени в Средней Азии, они вскоре сменяются движениями обратного знака — опусканием.

Морские, фаунистически охарактеризованные глинистые фации верхней части риштанского яруса широко развиты в Фергане и известны здесь под названием «тарелочного» горизонта. Последний сложен глинами обычно табачного цвета, переполненными характерными крупными плоскими раковинами — Platygena asiatica Rom., благодаря чему горизонт этот и получил наименование «тарелочный».

Рассматриваемые табачные глины слагают подошву второго элемента ритма «$в_5$». Особенно полно они развиты в западной половине депрессии. В восточной части последней, от меридиана Абшира и далее на восток, отложения этого времени представлены светло-зелеными и табачными по окраске глинами небольшой мощности, выделяемыми в разрезах на основании находки в них руководящего вида фораминифер риштанского яруса — Cibicides vialovi Bykova. В ряде мест Восточной Ферганы в отложениях данного яруса отстуствует Platygena asiatica Rom.

Однако далее на юг О. С. Вялов ($1944_{2,3}$) отмечает что Platygena asiatica Rom. вновь появляется в разрезах Гульчи и Суфикургана и далее в Заалайском хребте, приурочиваясь здесь к красноцветным песчано-глинистым образованиям.

В подобных же по составу породах М. Н. Грамм (1948) обнаружил остатки Platygena asiatica Rom. в разрезах восточной части Южнотаджикской депрессии — в Пархарском и Бальджаунском районах, а К. В. Бабков (1950) — к Вахшской долине.

Как видно из палеогеографической карты времени накопления отложений горизонта «О» («тарелочный горизонт»), площади Юго-восточной Ферганы, освободившиеся в нижнериштанское время от водяного покрова и соединившие Туркестано-Алайский остров с Ферганской сушей на востоке, на ряде участков вновь уходят под зеркало морских вод (см. рис. 44).

В Гульче, Абшире, Наукате, Кызылкургане, Суфикургане и в других разрезах развиты красноцветные обломочные, нередко песчано-гравийниковые отложения, часто содержащие Platygena asiatica Rom. Подобные факты говорят в пользу восстановления алайского пролива, хотя и весьма мелководного, посредством которого осуществлялась связь между Ферганским и Южнотаджикским бассейнами.

Последние, вероятно, сообщались в это время и с Кашгарским бассейном, о чем можно судить по находкам в Кашгаре типичных риштанских Ostrea (Platygena) asiatica Rom., о которых сообщает О. С. Вялов (1948_1).

В пределах собственно Ферганской депрессии накоплялись глинистые осадки, несколько обогащенные песчаным материалом в периферических зонах депрессии.

Учитывая распределение мощностей пород верхней части риштанского яруса (горизонт «О»), при котором максимальные значения мощностей приходятся на центральную часть бассейна и не превышают 30 *м*, можно предполагать незначительное прогибание депрессии во вторую половину риштанского века.

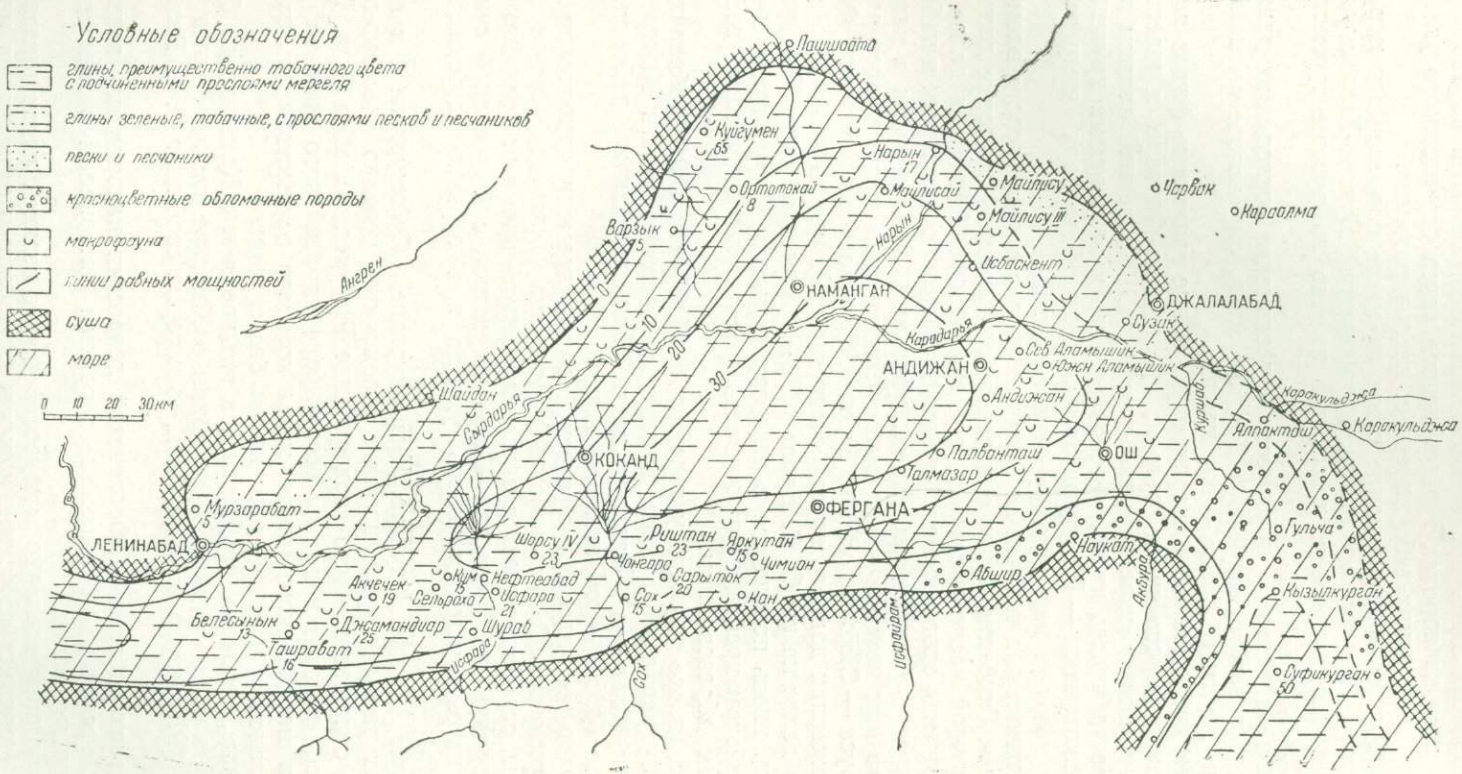


Рис. 44. Палеогеографическая карта риштанского века (горизонт „о“) и изопахиты горизонта „о“. Составил А. М. Габрильян.

Почти повсеместно в Фергане выше отложений риштанского яруса залегают пепельно-серые кремнистые глины, местами содержащие в большом количестве остатки Radiolaria. Такой состав пород исфаринского яруса свидетельствует о продолжении развития в это время нисходящих вертикальных движений интересующей нас области земной коры.

Нормальный морской бассейн в исфаринский век существует не только в Ферганской депрессии, но и в смежных аккумулятивных областях Средней Азии — в Приташкентском районе, в Зеравшанской котловине и в Кызылкумах.

В некоторых разрезах Ферганской депрессии, в частности, в Наукате и Абшире не встречается типичных светло-серых кремнистых глин исфаринского яруса, легко распознающихся в других разрезах по характерной, хрустящей под ногами, остроребристой щебенке. Вместо этого здесь развита пачка гипсов, переслаивающихся с красноцветными песчаниками и глинами, датируемая О. С. Вяловым (1945₂) как риштанский-ханабадский ярусы.

Следовательно, условия осадконакопления данного участка депрессии, существовавшие в риштанский-ханабадский века, заметно отличались от условий седиментации, господствовавших в остальной, большей части депрессии. В Наукате и Абшире бросается в глаза наличие в разрезах гипса, исчезновение кремнистых глин с Radiolaria и развитие красных огипсованных глин и песчаников, что свидетельствует об отшнурованности этого участка от основного морского бассейна Ферганы.

Поскольку резкое различие в строении палеогеновых отложений Наукатской котловины, в сравнении с остальными частями депрессии, намечается начиная с риштанского века, естественнее всего объяснить эти различия восходящими движениями нижнериштанского времени, на которых мы останавливались выше.

Вследствие того, что и Абширская и Наукатская площади расположены в периферической зоне депрессии, вблизи существовавшей еще в это время Туркестано-Алайской суши, нижнериштанские и последующие восходящие движения здесь проявились более резко, чем во внутренних, удаленных от обрамлений зонах.

Условия осадкообразования Ферганского бассейна остаются без существенных изменений и в последующий ханабадский век, по крайней мере, в его первую половину.

Осадки этого времени в фациях морских, тонкоотмученных зеленых глин широко известны в Фергане. Н. Е. Минакова, занимавшаяся микрофаунистической обработкой наших полевых сборов в 1939 и 1940 гг., установила, что по составу микрофауны ханабадские отложения в Фергане четко подразделяются на две пачки: нижнюю, характеризующуюся песчаными формами фораминифер, и верхнюю — отличающуюся исключительно известковыми формами.

Одновременно с изменением состава микрофауны в верхней половине ханабадского яруса появляется и макрофауна с известковой раковиной (Ostrea tianshanensis Rom.), а также прослои алевритов и даже мелкозернистых песчаников.

Приведенные данные указывают на проявление во второй половине ханабадского века положительных по знаку вертикальных подвижек, вызвавших дальнейшее обмеление Ферганского бассейна.

Смена знака колебательных движений, только намечавшаяся в ханабадский век, отчетливо фиксируется в сумсарское время.

Повсеместно в Средней Азии, в том числе и в Ферганской депрессии, происходит регрессия моря. В Фергане восходящие движения привели к смене зеленых, в основном тонкоотмученных глин ханабадского яруса малиновыми, нередко алеврито-песчанистыми глинами сумсарского яру-

са. Наряду с этими изменениями большая перестройка происходит в областях сноса и аккумуляции.

Значительные участки Северо-восточной (Кугарт, Караалма, Чарвак), Северной (Пашшаата) и Западной Ферганы (Мурзарабат, Ура-Тюбе, Ташрават), как и вся соседняя Приташкентская депрессия, окончательно освобождаются от моря.

Реликты последнего в Фергане сохраняются лишь в ее центральной части и в юго-восточном углу (рис.45), где происходит накопление красноцветных,: главным образом, глинистых отложений, нередко обнаруживающих следы огипсованности. Это обстоятельство, а также смена нормальной морской фауны однообразными, часто угнетенными (мелкими) формами (Ostrea pygmea Vial. и др.) свидетельствуют о превращении в это время водоема Ферганы в лагуну.

В ее северо-западной части накоплялись значительные по мощности (до 500 *м*) пестроцветные глины, чередующиеся с пластами соли, известные под названием соленосной свиты Северо-западной Ферганы.

Параллелизация этой свиты с отложениями других частей Ферганской депрессии затруднена, вследствие отсутствия в ней макрофауны и каких-либо характерных микропалеонтологических остатков.

Мы, в согласии с Н. П. Васильковским (1935₃), сопоставляем соленосную свиту Северо-западной Ферганы с отложениями сумсарского яруса остальных площадей Ферганы. Такое сопоставление основывается главным образом на общих палеогеографических соображениях, в частности, на том, что формирование мощной соленосной и покрывающей ее гипсоносной свит естественнее всего представить себе в условиях лагуны, сообщавшейся с морем. Без такого допущения, которое, как нам кажется, обоснованно делает Н. П. Васильковский, трудно найти другие источники, обеспечившие накопление такой мощной соленосно-гипсоносной толщи.

Подобная трактовка встречает ряд возражений со стороны некоторых исследователей, допускающих возможность накопления таких больших скоплений соли и гипса и в континентальных условиях.

За последние годы были предприняты попытки к уточнению возраста кайнозойских молассовых формаций Ферганы, в том числе ее северо-западной части. Г. Ф. Шнейдер (1947) провела изучение остракод, встречающихся в молассах Ферганы. Полученные результаты позволили ей, руководствуясь особенностями состава остракод, расчленить снизу вверх кайнозойские молассы на четыре комплекса — массагетский ярус, нижнебактрийские и верхнебактрийские отложения, и, наконец, утакирский ярус (сохские отложения. — *А. Г.*).

Анализ фауны остракод, обнаруженной в гипсоносной свите A_2 Северо-западной Ферганы, которую Г. Ф. Шнейдер относит к массагетскому ярусу, приводит ее к заключению о вероятном миоценовом возрасте гипсоносной свиты A_2.

Подобное заключение, как мы видим, не исключает возможности отнесения нижележащей соленосной свиты к сумсарскому ярусу, поскольку последний обычно датируется как средний олигоцен.

Уместно отметить, что М. Н. Грамм (1949₂) подчеркивает условность возрастного определения, данного Г. Ф. Шнейдер, так как фауна нижнего (массагетского) комплекса обнаружена только в свите A_2 Северо-западной Ферганы и пока не известна в других частях депрессии. В цитированной работе 1949 г. М. Н. Грамм находит возможным, исходя из ассоциаций остракод, привести лишь двучленное подразделение кайнозойских моласс Ферганы. Нижняя ассоциация остракод охватывает массагетский и нижнебактрийский комплексы и датируется им как верхний олигоцен — нижний плиоцен. Возраст верхней ассоциации, соответ-

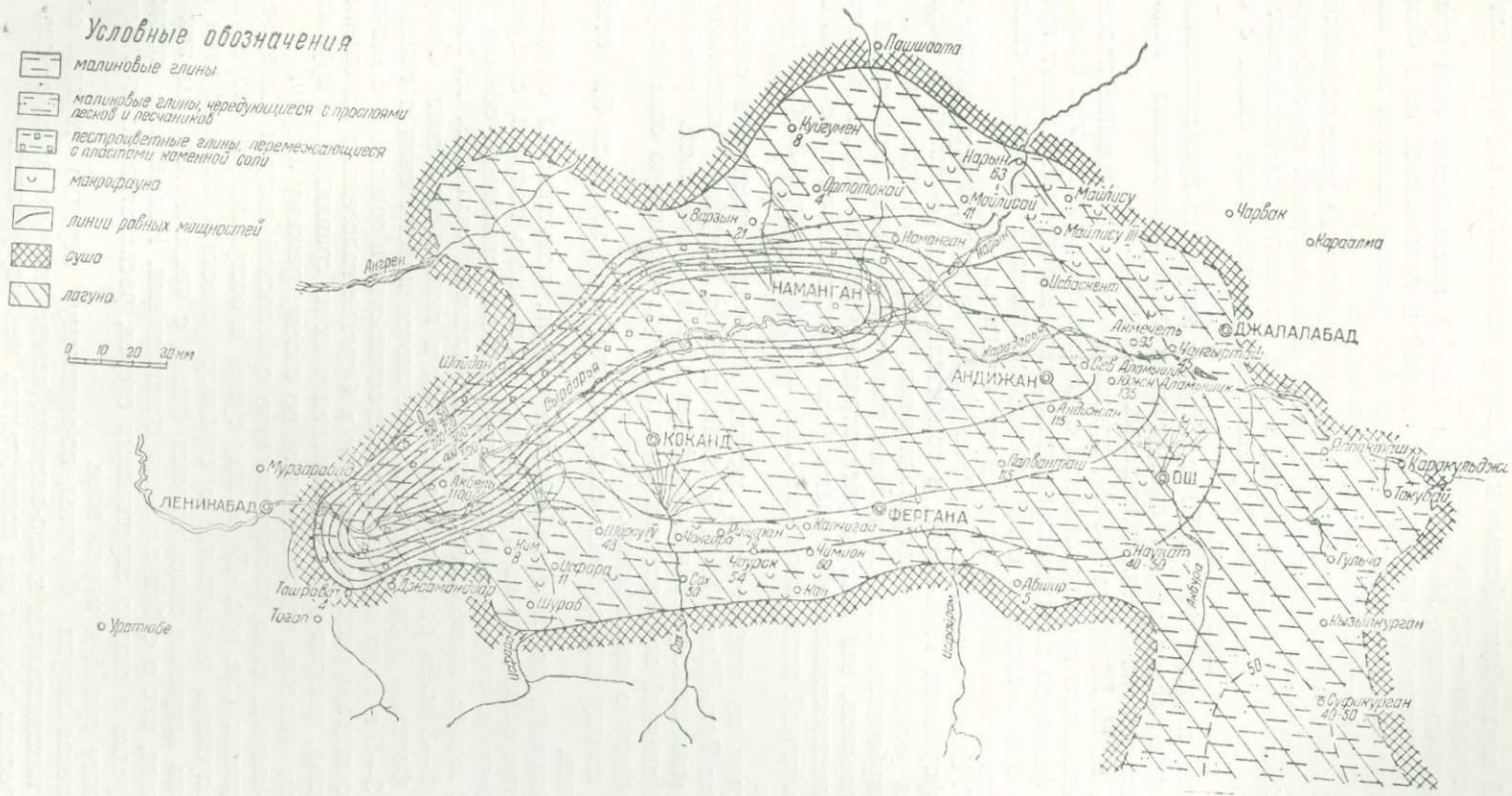


Рис. 45. Палеогеографическая карта сумсарского века (горизонт „д“) изопахиты горизонта „д“.
Составил А. М. Габрильян.

ствующей верхнебактрийскому и сохскому комплексам, определяется как верхний плиоцен — древнечетвертичный.

Несколько позже М. Н. Грамм (1951₁) высказывает свои предположения относительно возраста соленосной и гипсоносной свит Самгар-Камышкурганского района. Первая из них рассматривается как миоценовая, а вторая — не древнее верхов миоцена.

Таким образом, результаты изучения остракод не дают однозначного решения вопроса о возрасте соленосной и гипсоносной свит Северо-западной Ферганы и, следовательно, в этом отношении не исключают возможности проводимой нами параллелизации соленосной свиты с отложениями сумсарского яруса.

Однако позже (1949—1950 гг.) против лагунного происхождения соленосно-гипсоносной толщи выступают и лица, специально занимавшиеся исследованием этих соленосных отложений.

Так, В. Н. Щербина (1949), придавая большое значение процессам континентального гипсонакопления в почвенном покрове, как одному из важных факторов образования гипсоносных пород, высказывает предположение о возможности обнаружения ископаемых почвенных гипсовых горизонтов в неогеновых отложениях Ферганы.

А. Г. Бергман и В. Н. Щербина (1950) считают, что третичные соленосные формации Тянь-Шаня, в том числе и Северо-западной Ферганы, являются уникальными образованиями, характеризующимися прежде всего глауберитом и галитом. Что касается условий накопления соляных минералов, эти авторы рассматривают их как осадки реликтового внутриконтинентального водоема (или группы водоемов) с очень высокой сульфатной минерализацией вод, который никогда не был связан с океаном.

Исходя из особенностей состава минералов третичной соленосной формации Тянь-Шаня, А. Г. Бергман и В. Н. Щербина выделяют ее в особую «тяньшанскую галит-сульфатную свиту», а область распространения последней именуют как «тяньшанскую третичную соленосную галит-сульфатную провинцию».

По поводу приведенных соображений нам хотелось бы отметить следующее.

Во-первых, не отрицая, вообще говоря, возможности образования горизонтов соли и гипса в условиях почвенного покрова, следует, однако, иметь в виду, что мощность подобных скоплений обычно равна 0,5—1,0 *м* и не превышает, даже по данным самого В. Н. Щербины (1949), 2—3 *м*. В разрезах соленосной и гипсоносной свит Северо-западной Ферганы в ряде случаев отмечаются пласты соли и гипса мощностью 3—5 и более метров. Это обстоятельство в сочетании с значительным площадным распространением в Фергане галогенных отложений, на наш взгляд, говорит в пользу выпадения их из сравнительно крупного по размерам водоема, напоминавшего по своему режиму лагуну.

Во-вторых, само местоположение сумсарской лагуны Северо-западной Ферганы (см. рис. 45) между сушей и отступающим морем позволяет допускать чередование в стратиграфических разрезах этой части депрессии лагунных эвапоритовых фаций с континентальным как субаэральными, так и субаквальными отложениями. Накопление последних шло нередко в сильно опресненных озерах, располагавшихся в переходной между сушей и морем зоне.

Краевая лагуна Ферганы, по-видимому, нередко теряла связь с морем, находившимся к юго-востоку, вследствие чего воды ее под влиянием пресных речных вод подвергались метаморфизации.

В качестве примера такой метаморфизации можно привести воды Каспия, которые в настоящее время рассматриваются как глубоко мета-

морфизованные морские воды (Е. В. Посохов, 1950). Поэтому, отмечая своеобразие состава соляной массы Северо-западной Ферганы и его резкое отличие от состава типичных морских соляных минералов (А. Г. Бергман и В. Н. Щербина, 1950), мы считаем, что следует иметь в виду возможность подобной метаморфизации.

Как отмечает М. Н. Грамм (1940), среди остракод, развитых в неогеновых молассах Северо-западной Ферганы, подавляющее большинство относится к пресноводным видам. Пышный расцвет этих организмов был приурочен именно к моментам значительного опреснения водоема Северо-западной Ферганы.

Таким образом, имеющиеся к настоящему времени факты не противоречат приведенной выше трактовке разрезов Самгар-Камышкурганского района, согласно которой соленосная свита Северо-западной Ферганы параллелизуется с отложениями сумсарского яруса (малиновыми глинами «q»).

Исходя из этих представлений, на рис. 45 приведены палеогеографическая карта сумсарского века (горизонт «q») и изопахическая схема горизонта «q». Последняя четко выявляет сгущение изопахит в северо-западном углу Ферганской депрессии, где и сосредоточены максимальные мощности рассматриваемых отложений.

В конце сумсарского века (времени накопления осадков горизонта «ч») интенсивность продолжавших развиваться восходящих движений резко возрастает, вследствие чего вся область морского мелководья Юго-восточной Ферганы становится сушей. Ферганский бассейн теряет при этом последнюю связь с морем и превращается в замкнутый со всех сторон, сильно сокращенный, по площади, реликтовый водоем (см. рис. 46).

В разрезах Южной Ферганы (Исфара, Шорсу, Сох, Риштан, Чимион и др.) малиновые глины сумсарского яруса сменяются светлозелеными, желтыми тонко- и мелкозернистыми песчаниками. В Восточной Фергане (Андижан, Южный Аламышик, Чангырташ и др.) глины эти перекрываются крупно- и грубообломочными красноцветными, в отличие от юга, континентальными образованиями. Аналогичные соотношения наблюдаются во всей северо-ферганской полосе.

Такие резкие фациальные переходы позволяют достаточно уверенно наметить границу между ритмом «$в_5$» и следующим макроритмом «Г».

В северо-восточной и южной частях ферганского реликтового бассейна в конце сумсарского века накопляются песчаные осадки, содержащие в своем составе темно-зеленые бурые, зерна глауконита, коллофанита и местами фораминиферы.

Наличие в осадках коллофанита и темноокрашенного глауконита указывает на неустойчивые в отношении свободного кислорода геохимические условия, господствовавшие в мелководной зоне седиментации. Неустойчивость эта выражается в чередовании периодов обогащения придонных вод свободным кислородом и, наоборот, дефицита. Такие условия, как известно, благоприятствуют образованию глауконита — силиката с переменным содержанием окисного и закисного железа.

В западной и северо-западной частях водоема в конце сумсарского века шло накопление гипсов, чередующихся с пластами кирпично-красных и зеленых глин; общая мощность этих образований достигает здесь 250 *м*.

Смена в лагуне Северо-западной Ферганы соленосных отложений гипсоносными свидетельствует об относительном уменьшении концентрации солей в ее водах в конце сумсарского века. Объясняется это тем, что вертикальные поднятия, на первых порах развивавшиеся только в зоне

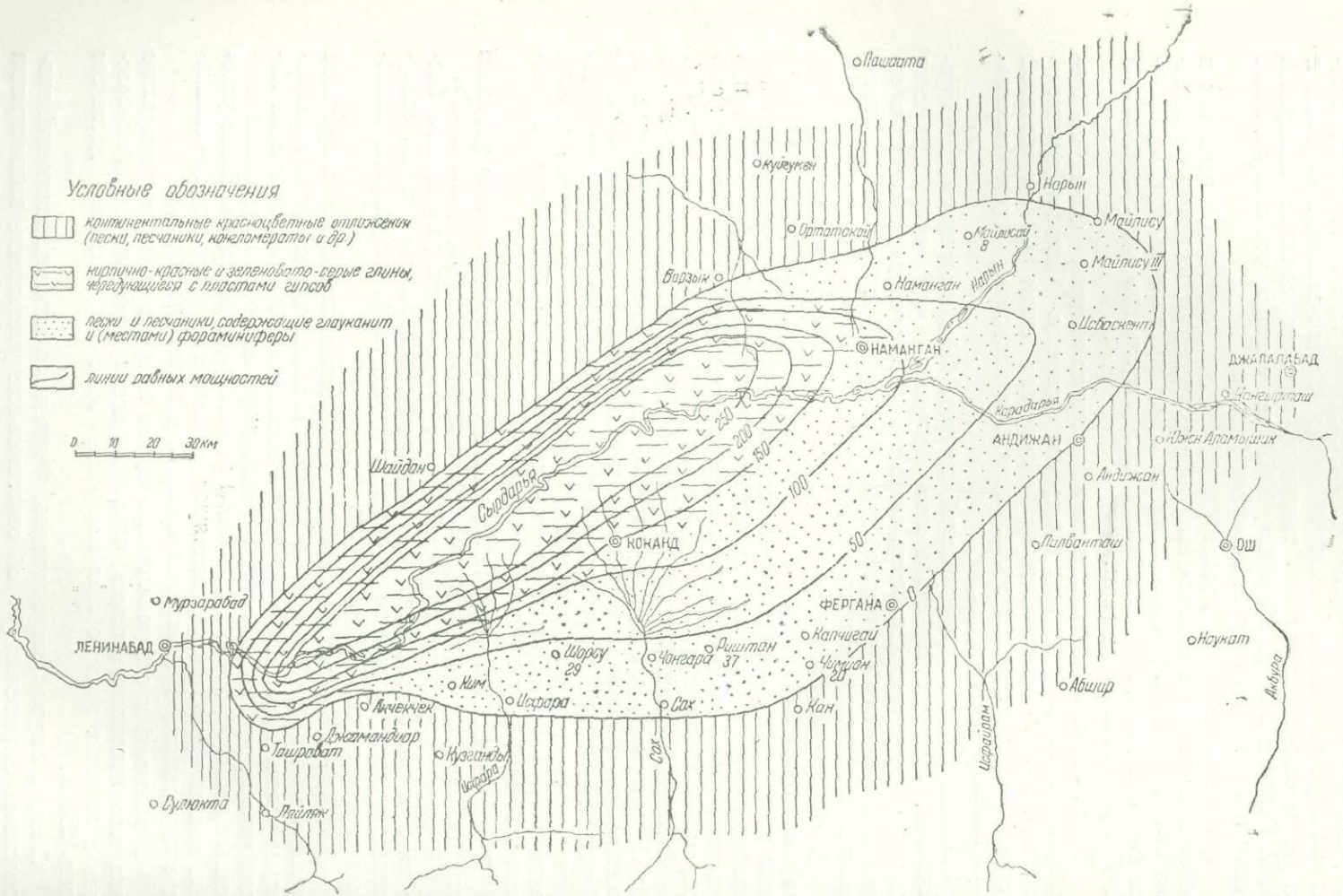


Рис. 46. Палеогеографическая карта сумсарского века (горизонт „ч") и изопахиты горизонта „ч".
Составил А. М. Габрильян.

аккумуляции, в это время распространяются и на область сноса — обрамления Ферганской депрессии.

Естественно, омоложение рельефа усиливало эрозионную деятельность в области сноса, что сказывалось на составе осадков зоны седиментации.

Как видно из рис. 46, маломощные песчаные образования верхов сумсарского яруса по направлению на северо-запад сменяются отложениями большой мощности. Таким образом, расположение зоны максимальных мощностей остается таким же, каким оно было в начале и середине сумсарского века.

В обрамлениях депрессии, в отдельных их понижениях в конце сумсарского века (времени образования горизонта «ч») накоплялись континентальные красноцветные, главным образом обломочные, отложения.

Состав пород, слагающих макроритм «Г», служит доказательством все усиливающихся восходящих движений земной коры, охвативших собой практически все области Средней Азии.

В Фергане исчезают последние реликты сумсарского моря, и она, как и большинство аккумулятивных площадей Средней Азии, становится областью накопления континентальных, в нижней части красноцветных (массагетский ярус), а в верхней — светло-бурых (бактрийский ярус) обломочных осадков.

В массагетский век, синхронизируемый О. С. Вяловым (1947₂) с майкопским временем, море в Средней Азии сохраняется лишь на крайнем западе, в пределах Западной Туркмении. Как полагает О. С. Вялов (1951), этот морской бассейн, достоверные осадки которого известны только в Кюрень-Даге, входил в состав более обширного Кавказского бассейна.

Отложения массагетского яруса Ферганы по своему фациальному облику довольно не выдержанны; наиболее резко от остальных отличаются разрезы северо-западной полосы (Самгар-Камышкурганский район), где они сложены чрезвычайно мощной (2 500—3 000 *м*) песчано-глинистой толщей, перемежающейся с подчиненными пластами гипса.

При общей пестроте в строении разреза все же подмечаются некоторые закономерности. Во-первых, количество прослоев гипса, приуроченных в основном к нижней трети разреза, уменьшается снизу вверх; во-вторых, внизу среди обломочных пород преобладают глины, которые выше чередуются с песчаниками. Наконец, следует упомянуть о появлении фауны пресноводных моллюсков и остатков харовых водорослей в верхней части разреза.

Приведенные данные не оставляют сомнения в том, что солевой режим массагетского бассейна Северо-западной Ферганы закономерно изменялся в сторону последовательного опреснения его вод. Очевидно, увеличение количества пресных вод, поступавших в водоем, было тесно связано с восходящими и все интенсивнее развивавшимися движениями в области сноса.

Такую же тенденцию омоложения рельефа областей сноса легко подметить даже при беглом знакомстве с отложениями массагетского яруса остальных частей Ферганы, хотя здесь они и выражены другими фациями.

Так, в Южной Фергане низы массагетских отложений представлены кирпично-красными, нередко огипсованными глинами и алевритами, переходящими кверху в песчано-глинистую толщу, среди которой встречаются и пачки конгломератов.

Эта картина увеличения размерности обломков, слагающих породы, по мере перехода к более высоким частям стратиграфической колонки

выдерживается и по площади. В результате, разрезы, расположенные ближе к современным обрамлениям депрессии, сложены более грубообломочными породами по сравнению с участками, отстоящими дальше от них.

Согласованно с этим распределяются и солевые компоненты в массагетских отложениях: в периферических частях депрессии преобладают карбонаты, при продвижении к центру последовательно уступающие место сульфатам и хлоридам.

Все эти факты служат доказательством постепенного разрастания обрамлений за счет самой Ферганской депрессии, что находит особенно яркое выражение в четвертичный период. В это время масштабы вертикальных поднятий обрамлений депрессии, по существу и определивших ее современные геоморфологические черты и ландшафтные контрасты, достигают исключительно больших размеров. По данным Н. П. Васильковского (1941), относительное перемещение дна Ферганской депрессии и ее обрамлений в послетретичное время достигает 8000 *м*.

Четко выраженное угловое несогласие между бактрийскими и сохскими отложениями позволяет наметить границу между ритмами «Г» и следующим ритмом «Д», сложенным уже сохскими—древнечетвертичными образованиями.

Анализ истории геологического развития Ферганской депрессии в неогеновое и четвертичное время не входит в нашу задачу, поэтому мы ограничимся лишь сказанным.

В заключение нам остается рассмотреть картину распределения суммарных мощностей палеогеновых отложений Ферганской депрессии.

На рис. 47 приведена изопахическая схема палеогена, точнее палеоцена — до нижнего олигоцена включительно. Отложения среднего и верхнего олигоцена при составлении схемы пришлось исключить в целях снятия искажающего (общую картину) влияния соленосных образований Северо-западной Ферганы, как мы видели, обладающих весьма большой мощностью.

Сравнивая изопахическую схему палеогена (рис. 47) со схемой верхнего мела (рис. 39), мы прежде всего обращаем внимание на выдержанность общего плана распределения мощностей пород.

В самом деле, и там и здесь максимальные мощности пород приурочены к центральным частям депрессии и постепенно уменьшаются по мере приближения к ее периферическим зонам. Однако сходство распространяется и дальше. Западная и Юго-восточная Фергана на схемах четко вырисовываются как области значительно меньших, чем Центральная Фергана, прогибаний. Только этим и можно удовлетворительно объяснить сильное сокращение здесь мощности верхнемеловых и палеогеновых отложений.

Западная и Юго-восточная Фергана на протяжении большого отрезка верхнемелового и палеогенового времени представляла собой зоны морского мелководья, отделявшие Фергану от Приташкентского и Южнотаджикского бассейнов.

В связи с этим становится понятной и стратиграфическая неполнота, которая характерна для разрезов этих зон, и большое количество размывов и перерывов в разрезах, которые отмечаются здесь.

Однако наряду с общими чертами сходства в изопахических схемах верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии имеются между ними и различия, которые сказываются прежде всего в том, что максимальные значения общей мощности палеогеновых отложений (500 *м*) меньше, чем верхнемеловых (800 *м*). Это связано с различной интенсивностью

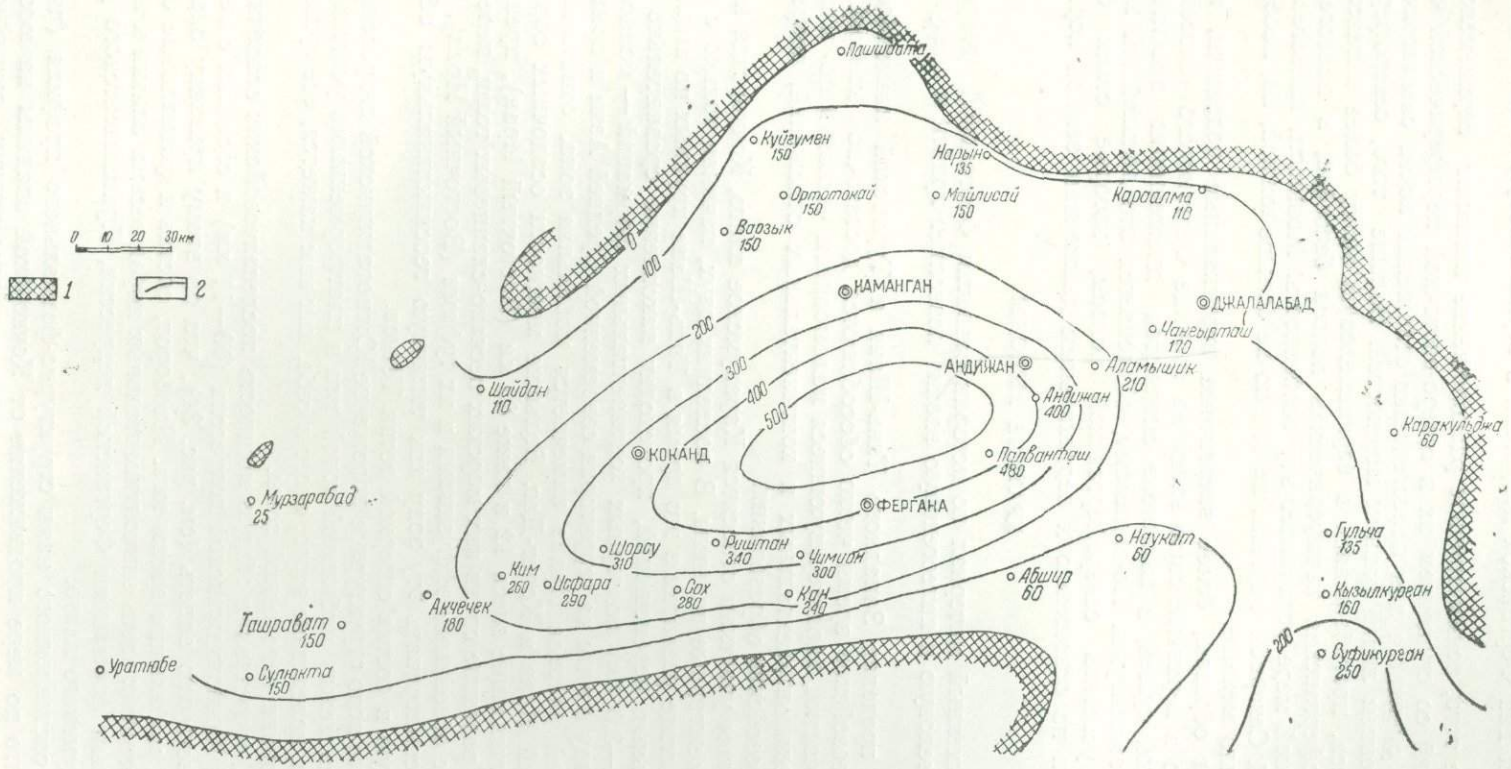


Рис. 47. Карта суммарных мощностей палеогеновых (палеоцен—н. олигоцен) отложений Ферганской депрессии. Составил А. М. Габрильян.

прогибания дна Ферганской депрессии в верхнемеловую и палеогеновую эпохи.

Кроме того, асимметричное расположение изопахит верхнемеловых образований со сгущением их в северо-восточной периферической части депрессии сменяется для палеогеновых отложений почти симметричным распределением линий равных мощностей. Больше того, северофергансная полоса, прогибавшаяся в верхнемеловую эпоху более интенсивно, чем южноферганская периферическая полоса бассейна, в палеогене в значительной мере утрачивает эту особенность. Мощность палеогеновых отложений Северной Ферганы не только не больше южной, но, наоборот, как правило меньше.

Таким образом, более энергичные вертикальные подвижки, имевшие место в верхнемеловую эпоху на границе Ферганского бассейна с каледонской сушей, в палеогене сменяются движениями значительно меньшей амплитуды. По-видимому, объясняется это дальнейшей консолидацией участков северофергансной полосы, которые стали более инертными по отношению к вертикальным движениям земной коры.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Изложенный материал по истории развития Ферганской депрессии в верхнемеловую и палеогеновую эпохи позволяет прийти к следующим выводам.

1. В пределах Западного Тянь-Шаня и Туранской низменности в послепалеозойское время четко обособляются достаточно консолидированные участки, характеризующиеся маломощным чехлом мезо- и кайнозойских эпиконтинентальных и континентальных отложений, покрывающих палеозойские образования.

К таким участкам относятся Каракумское плато, Кочкорская и Ферганская межгорные впадины. В последних двух, начиная только с неогена, вследствие развития в это время в Тянь-Шане крупных по амплитуде вертикальных перемещений, происходит накопление сравнительно мощных (1,5—3,0 *км*) подгорных континентальных формаций — моласс.

Наряду с этим на территории современной Средней Азии и прилегающих к ней районов Ирана намечается мобильная зона, охватывающая Восточный Иран и Копет-Даг. Большие мощности осадочных образований, достигающие здесь 12 и даже 23 *км* (Восточный Иран), преимущественное развитие среди них морских песчано-сланцевых толщ, перемежающихся с основными эффузивами и их туфами (Восточный Иран), позволяют рассматривать эту зону как типичную геосинклинальную область, входившую в состав северной ветви Тетиса.

Менее ясно структурное положение Южнотаджикской депрессии. Располагаясь между мобильной зоной юга и платформенными участками севера, она, вследствие этого, несет в себе, как нам кажется, все существенные признаки переходной зоны.

Так, сопоставляя общую мощность послепалеозойских осадочных отложений Южнотаджикской депрессии (10—11 *км*) и соседних с ней площадей, нетрудно видеть (см. рис. 34), что по этому признаку она стоит ближе к мобильным зонам юга. Наоборот, состав и фациальные особенности развитых здесь эпиконтинентальных пород весьма близки к наплатформенным формациям Ферганской депрессии, Приташкентского района и Каракумского плато.

Из составленного нами структурно-фациального профиля (рис. 34) видно, что по мере продвижения от Кочкорской впадины на юго-запад происходит постепенное «одревнение» наиболее низких секций страти-

графического разреза мезо- и кайнозоя, сложенных морскими фациями.

Подобные соотношения служат неоспоримым доказательством того, что общее направление послепалеозойских трансгрессий было с юго-запада на северо-восток.

Горные сооружения Туркестано-Алайской системы являются важным структурным элементом Средней Азии, отделяющим северные, эпигерцинские платформенные участки, в том числе и Ферганскую депрессию, от южных мобильных зон.

Таким образом, непосредственно интересующие нас верхнемеловые и палеогеновые отложения Ферганы представляют собой наплатформенные образования.

2. Анализ палеогеографической обстановки времени накопления осадков «экзогировой свиты» приводит к заключению о благоприятных условиях, существовавших в это время в центральных участках ферганского моря, для накопления и последующего превращения исходного для нефти органического вещества.

Такие благоприятные условия временами устанавливались и на остальной, большей части Ферганского бассейна, за исключением прибрежных участков развития красноцветных «немых» кластолитов (см. рис. 35).

Длительное опускание, сопровождавшее накопление осадков «экзогировой свиты», и поступление органического материала в Ферганский бассейн с суши явились важнейшими элементами, определившими условия осадкообразования.

3. Существенные изменения в условиях седиментации, обусловленные проявлением восходящих вертикальных движений, наступают в начале формирования свиты Яловач.

Ферганский бассейн теряет на западе связь с Приташкентским и превращается в залив, сообщающийся с открытым морем лишь узким проливом на юго-востоке (см. рис. 36).

Ферганский залив становится областью накопления красноцветных, преимущественно крупнообломочных образований. Повсеместная смена по вертикали гидроморфных отложений экзогировой свиты аэроморфными связана с установлением в это время окислительной обстановки в придонных участках мелководного залива.

Физико-географические и геохимические условия, господствовавшие в Ферганском бассейне во время накопления осадков свиты Яловач, не благоприятствовали скоплению нефтематеринской органики, за исключением, возможно, центральной части депрессии, где условия эти могли быть более благоприятными.

Однако такое заключение отнюдь не исключает возможности нахождения в свите Яловач, породы которой являются хорошими коллекторами, скоплений вторичных залежей нефти.

4. Во время накопления осадков второго элемента ритма «$б_4$», в частности в маастрихтский век, Ферганская депрессия и ее обрамления, вследствие развития отрицательных по знаку вертикальных движений, вновь становятся областью превалировавших опусканий. Ферганский бассейн получает свободную связь на западе с приташкентским и на юго-востоке — с таджикским морями.

Вся Западная Фергана превращается в область морского мелководья, усложненного островными поднятиями, в которой шло накопление красноцветных обломочных осадков. Последние отмечаются и в остальных периферических частях водоема.

Большая гидродинамическая активность, существовавшая в этих зонах, обусловила поступление свободного кислорода в иловые воды и вынос органического и тонкоизмельченного пелитового материала из области седиментации. Вынос органического вещества приводил к дальнейшему повышению окислительно-восстановительного потенциала среды.

Подобные геохимические условия не благоприятствовали накоплению и сохранению в осадке исходного для нефти органического вещества. Однако в большей части Ферганского водоема — в его юго-восточных и главным образом центральных участках — в это время происходила аккумуляция тонкоотмученных глинистых и карбонатных илов.

Некоторое увеличение глубины моря по мере продвижения от его периферии к центру, согласованное с этим уменьшение привноса обломочного и особенно крупнообломочного материала, при общем ослаблении гидродинамической активности среды, приводило часто к установлению здесь восстановительных условий.

Следовательно, на значительном отрезке времени накопления осадков второго элемента ритма «$б_4$» в Центральной и Юго-восточной Фергане существовали благоприятные условия для нефтеобразования. Наличие бентонной фауны в карбонатах «радиолитового горизонта» не противоречит такому выводу, если иметь в виду различия, обычно существующие в геохимических условиях в иловых и придонных водах.

5. Анализ палеогеновой истории Ферганской депрессии и ее обрамлений показывает, что максимальные прогибания, благоприятствовавшие процессам нефтеобразования, здесь были приурочены к алайскому и туркестанскому векам. Именно в это время, благодаря трансгрессии, охватившей значительные территории Средней Азии, Ферганский бассейн намного расширяет свои границы (см. рис. 41 и 42).

Одновременно с этим исчезает и та фациальная пестрота, которая характерна для отложений бухарского и сузакского веков. Ферганский водоем превращается в область накопления почти исключительно карбонатных осадков, чередующихся с зелеными и серыми тонкоотмученными глинистыми отложениями. Поэтому становится понятным и закономерным факт приуроченности максимальных ареалов нефтеносности в Фергане к продуктивным горизонтам алайского и туркестанского ярусов.

Благоприятные условия для нефтеобразования эпизодически существовали на различных участках Ферганской депрессии и в другие отрезки палеогеновой эпохи, в частности, в бухарский, риштанский и сумсарский века.

6. Представление, согласно которому верхний мел и палеоген Ферганы в тектоническом отношении являются «спокойными» эпохами, нуждается в определенных коррективах.

Прослеживая шаг за шагом историю развития Ферганской депрессии в верхнемеловую и палеогеновую эпохи, мы неоднократно убеждаемся в том, что характерной особенностью этого времени было проявление многочисленных, ритмически чередующихся по знаку вертикальных движений, контролировавших общий ход осадкообразования.

Из них наиболее крупные по своей амплитуде и площадному охвату отмечаются и за пределами Ферганы, в соседних областях Средней Азии. Вертикальные движения такого масштаба вызывали не только фациальную смену накапливавшихся осадков, но обусловливали выпадение из стратиграфического разреза отдельных свит, размыв подстилающих отложений и даже развитие угловых несогласий.

Так, восходящие движения датского века вызвали повсеместно в Средней Азии резкую фациальную смену осадков, привели к накоплению

регрессивной серии, нередко хемогенных отложений, а также к размыву и местами к угловому несогласию между датскими и бухарскими слоями (Северная Фергана, Приташкентский район, Южнотаджикская депрессия).

В начале риштанского века аналогичные по знаку движения вызвали значительное сокращение моря, вследствие чего отложения достоверно нижнериштанского времени не известны в Приташкентском районе, в Бухарской депрессии, Бадхызе и Ашхабадском районе.

Море отступило в это время также и в Ферганской депрессии — ее восточная и юго-восточная части выходят из-под зеркала вод нижнериштанского моря-залива, образуя сушу, разделявшую Южнотаджикскую и Ферганскую аккумулятивные области (см. рис. 43); освобождаются от водного покрова многие северные и северо-западные участки депрессии.

Сказанное позволяет в значительной мере уяснить, почему промышленно-нефтеносные поля IV пласта нередко чередуются с малопроизводительными или с непродуктивными площадями, а также найти удовлетворительное объяснение отсутствию этого пласта в Восточной и Юго-восточной Фергане.

7. Сопоставление изопахических схем палеогена и верхнего мела (см. рис. 47 и 39) выявляет общность плана распределения мощностей пород. Общность эта выражается, с одной стороны, в том, что в обоих случаях максимальные мощности пород приурочены к центру депрессии, с другой — в том, что Западная и Юго-восточная Фергана, по сравнению с другими участками, вырисовываются как области значительно меньших прогибаний.

Однако такое сопоставление обнаруживает между ними и различия. Так, общая мощность палеогеновых пород равна 500 *м*, а верхнемеловых — 800 *м*, что свидетельствует о большей стреле прогиба депрессии в верхнемеловую эпоху. Кроме того, на изопахической схеме палеогена уже не наблюдается сгущения изопахит в северной и северо-восточной периферических частях депрессии, создающего асимметричное расположение линий равных мощностей, характерное для верхнего мела. Более интенсивное опускание Северо-восточной Ферганы в верхнемеловую эпоху, очевидно, в палеогене прекращается и становится по масштабам соразмерным (равным) опусканию других участков депрессии. Больше того, суммарная мощность палеогеновых отложений Северной Ферганы даже несколько меньше, чем Южной.

8. Условия образования соленосно-гипсоносной толщи Северо-западной Ферганы все еще остаются предметом оживленных дискуссий. Нет также более или менее общепринятого мнения в отношении параллелизации этой толщи с отложениями остальных частей депрессии.

Вопросы эти, имеющие большое значение и в практическом плане для нефтяной промышленности Ферганы, ожидают специального геолого-геохимического освещения.

Имеющиеся к настоящему времени факты, на наш взгляд, не противоречат принятой в данной работе трактовке, согласно которой соленосная свита Северо-западной Ферганы сопоставляется с малиновыми глинами, а гипсоносная — с песками и песчаниками сумсарского яруса других частей депрессии.

Глава VII

ВОПРОСЫ НЕФТЕНОСНОСТИ ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ И ЕЕ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА С ДРУГИМИ МЕЖГОРНЫМИ ВПАДИНАМИ

Одним из кардинальных вопросов, притом не только в теоретическом плане, но и в практическом отношении, является, как известно, проблема происхождения нефти и условий формирования промышленных ее скоплений.

В зависимости от того, как, с каких теоретических позиций решается этот вопрос, определяется, по существу, и направление поисково-разведочных работ в нефтеносных областях.

Применительно к Ферганской депрессии предложено очень много в той или иной мере аргументированных концепций генезиса ее нефтяных месторождений. Некоторые из них на первых порах, до широкого проведения глубокого разведочного бурения, подкупали оригинальностью и стройностью построений и, казалось, не противоречили известной к тому времени сумме фактов.

Однако по мере развития бурения и получения все новых и новых фактических данных, а также проведения специальных исследовательских работ стали все яснее обнаруживаться слабые стороны одних гипотез и полная несостоятельность других. Наряду с этим появилась возможность приблизиться к правильному решению сложной проблемы генезиса нефти Ферганы или, во всяком случае, наметить рациональные пути такого решения.

Мы отмечали (глава первая), что уже Г. Леонов (1898), изучая нефтяные месторождения Ферганы, вполне определенно указывал на вторичный характер скоплений нефти в третичных отложениях этой области и на важную роль тектонических нарушений, как проводящих каналов, по которым нефть мигрировала из нижележащих свит в третичные коллекторы. В дальнейшем Д. В. Голубятниковым (1907) и В. Д. Соколовым (1908) были высказаны представления, очень близкие к взглядам Г. Леонова.

Таким образом, в основу первой гипотезы об условиях залегания ферганской нефти была положена идея вертикальной миграции нефти снизу вверх по тектоническим трещинам.

Вскоре после этого, в 1911 г., К. П. Калицкий в статье «О миграции нефти», написанной в значительной мере с использованием фактического материала по изучавшимся им в то время ферганским месторождениям, резко выступает как против региональной миграции, понимая под этим перемещение нефти перпендикулярно напластованию пород через всю ее толщу, так и возможности движения нефти по тектоническим разрывам.

В последующей публикации 1916 г., а также в лекциях, читанных в 1921 г. в Петроградском горном институте, К. П. Калицкий дает развернутую критику антиклинальной теории формирования нефтяных залежей

и приходит к выводу о том, что нефтяные скопления образуются, пользуясь терминологией Ога, не в орогеническую, а в литогеническую фазу геологического цикла.

Пытаясь доказать несостоятельность антиклинальной теории, он пишет: «Мнение, что антиклинали благоприятствуют образованию нефтяных залежей, не более как научный предрассудок, который давным-давно пора оставить. Весь секрет антиклиналей заключается только в том, что в антиклиналях нефтеносные свиты наиболее приближены к поверхности, а потому и являются наиболее доступными для человека участками нефтеносных свит» (1916, стр. 76).

Ошибочность подобных заключений К. П. Калицкого с предельной ясностью и убедительностью показана И. М. Губкиным (1932), и в настоящее время этот вопрос вряд ли нуждается в специальном рассмотрении.

К. П. Калицкий в только что процитированных работах достаточно определенно формулирует свои представления о залегании нефти in situ, в том числе и в ферганских месторождениях. При этом в качестве исходного органического вещества для нефтеобразования он принимает остатки морских растительных сообществ рода Zostera marina Lam. (1937).

Однако сам же К. П. Калицкий вынужден признать, что остатки морской травы Zostera известны только из отложений юрских и более поздних периодов, поэтому для объяснения генезиса палеозойских нефтей ему приходится допускать участие в накоплении исходной органики либо водорослей, либо исчезнувших к настоящему времени каких-то других морских растений (1921, 1939). В публикации 1940 г. этот исследователь указывает на сине-зеленые водоросли как возможный источник накопления исходной нефтяной органики (1940$_2$).

В ряде других работ, посвященных критике теории «нефтепроизводящих свит» (1934), происхождению и условиям залегания ферганской нефти (1935, 1936), подземному картированию (1933$_1$), К. П. Калицкий вновь выступает в защиту своих прежних представлений о первичном залегании нефти в Фергане.

Наиболее крайнее выражение взглядов этого исследователя мы находим в его посмертной работе «Научные основы поисков нефти» (1944). В ней автор, пытаясь в какой-то мере объяснить тесную связь, наблюдающуюся, даже по его данным (1940$_1$, 1941), между антиклинальными складками и промышленными скоплениями нефти, приходит к выводу, что исходный органический материал в местах своего скопления создавал ослабленные, пластичные зоны, которые последующими складчатыми процессами были собраны в антиклинальные складки. Подобные высказывания показывают, что К. П. Калицкий принимает следствие (скопление нефти в сводовых частях антиклиналей. — *А. Г.*) за причину, обусловливающую развитие антиклинальных поднятий.

Какие же практические выводы следовали из утверждения о первичном залегании нефти в Ферганской депрессии?

Прежде всего, ограничивался стратиграфический диапазон нахождения нефтяных залежей. Подошва «ферганского яруса» рассматривалась как нижний предел возможных нефтяных скоплений, а все более древние отложения мезо-кайнозоя, вследствие этого, относились к разряду бесперспективных.

В тесной связи с этим все антиклинальные и брахиантиклинальные складки Ферганы, в сводовых частях которых отложения «ферганского яруса» были размыты, также оценивались как бесперспективные или весьма мало перспективные.

Отрицая какую бы то ни было положительную роль сбросов и других дизъюнктивных дислокаций в формировании нефтяных залежей, К. П. Калицкий вместе с тем сильно преувеличивал их значение, как факторов разрушения нефтяных залежей.

Подобная концепция, естественно, обусловила его более чем сдержанную перспективную оценку потенциальных возможностей Ферганской депрессии в целом, что отмечалось уже нами в первой главе.

Начиная примерно с 1930 г., идея о вертикальной миграции нефти в месторождениях Средней Азии, в том числе и Ферганы, вновь начинает поддерживаться рядом исследователей, среди которых наиболее ортодоксальным является В. Б. Порфирьев.

В. Б. Порфирьев и В. А. Васильев (1933) рассматривают промышленные скопления нефти в третичных отложениях Ферганы как вторичные, уточняя представления своих идейных предшественников (Г. Леонов, Д. В. Голубятников, Д. В. Соколов и др.) указанием на юрские битуминозные сланцы как на нефтепроизводящий комплекс, из которого нефть мигрирует по трещинам в вышележащие коллекторы. Эта концепция является конкретным приложением теории нефтепроизводящих свит, разработанной главным образом благодаря работам И. М. Губкина (1932) и А. Д. Архангельского (1926, 1927), к объяснению генезиса нефти и ее месторождений в Фергане.

Однако вскоре после этого В. Б. Порфирьев (1939, 1941, 1945) вносит существенные коррективы в свои прежние построения, отказываясь от основных положений теории нефтепроизводящих свит в отношении фациальных условий нефтеобразования. Нефтематеринскими породами, согласно его новым взглядам, являются не пелиты, обогащенные органическим материалом, а гомогенная органическая масса того же рэт-лейасового возраста, благоприятные условия для накопления и последующей трансформации которой рисуются им следующим образом: «Нужно такое сочетание физико-геологических условий, которое бы определяло наличие того или иного комплекса реакций. В геологическом плане—это теплый и влажный климат, бурное развитие растительности, морской режим с сероводородным брожением, с расположенным вблизи побережья источником сноса терригенного материала для быстрого перекрытия скопления органики (гомогенной.—А. Г.) пелитами, а в дальнейшем такой ход геологического развития района, при котором эта покрышка, предохраняющая скопление органики от обезвоживания, возможно дольше сохранялась» (1945, стр. 12). Существенная роль в процессах нефтеобразования при этом им отводится деятельности микроорганизмов.

В последующих публикациях В. Б. Порфирьева (1948), В. Б. Порфирьева и И. В. Гринберга (1948, 1949) значительно принижается роль биохимических факторов в непосредственной генерации нефти, и микроорганизмы рассматриваются лишь как агенты, предварительно подготовляющие (расщепляющие) органическое вещество, которое, таким образом, переходит в коллоидальное состояние. Основным же фактором нефтеобразования, по мнению этих исследователей, является высокая температура, порядка 350—400°. Поскольку наличие в нефтях нестойких пирроловых соединений (И. Я. Постовский и В. Б. Гецен, 1935; Н. П. Кузнецова, 1939; И. Я. Постовский, 1934; A. Treibs, 1934) не позволяет предполагать высокую температуру их образования, то В. Б. Порфирьев и И. В. Гринберг или допускают, вслед за В. И. Фоменко (1941), А. В. Фрост и Л. К. Осницкий (1951) и др., обогащение нефтей этими соединениями в процессе ее вертикальной миграции и аккумуляции в коллекторах, или, основываясь на опытах Б. Л. Исаченко, предполагают

существование бактерий, вырабатывающих хлорофильный пигмент в подземных коллекторах.

Уместно подчеркнуть, что вопрос о температурных условиях образования нефти до сих пор остается предметом дискуссий и ожидает еще своего однозначного решения. Так, например, А. Ф. Добрянский (1950) считает температуры от 150 до 300° достаточными для образования нефти, а С. Н. Обрядчиков (1946), исходя из состава нефтей, выделяет среди них два типа: высокотемпературные (>250°) ароматические нефти и низкотемпературные (<250°), бедные ароматикой.

А. В. Фрост (1946), так же как С. Н. Обрядчиков, рассматривает присутствие в нефтях гексанафтенов как показатель их низкотемпературного образования и вообще полагает, что под влиянием алюмосиликатных катализаторов нефть может образоваться при температурах 150—180°С в геологически относительно короткие сроки (1942, 1944).

А. В. Фрост и Л. К. Осницкая в публикации 1951 г. приводят весьма интересную таблицу содержания циклогексана и метилциклопентана в нефтях различных месторождений земного шара, которая также показывает, что максимальная температура образования подавляющего большинства нефтей не превышала 200—250°.

Хотя в последнее время взгляды В. Б. Порфирьева на относительную значимость био- и геохимических факторов нефтеобразования несколько изменились, однако концепция его в своей основе осталась прежней. Она сводится, во-первых, к признанию за гомогенными массами органического вещества рэт-лейасовых отложений Средней Азии роли нефтепроизводящего комплекса; во-вторых, к допущению широкой вертикальной миграции нефти из этого комплекса в вышележащие мезокайнозойские пласты — коллекторы.

Взгляды В. Б. Порфирьева и его единомышленников, несмотря на их дискуссионность, на чем мы остановимся позже, оказали известное положительное влияние на критический подход и пересмотр основных положений теории in situ К. П. Калицкого. Больше того, в практическом отношении концепция о вторичности нефтяных скоплений в палеогеновых отложениях Ферганы снимала «стратиграфический запрет», вытекавший из теории in situ, и всячески поддерживала попытки разведать бурением более глубокие горизонты, чем «ферганский ярус».

С. И. Ильин (1940, 1943, 1949) в серии статей, опубликованных в 1940—1943 гг., выступает с критикой взглядов В. Б. Порфирьева. Принимая основные положения К. П. Калицкого, С. И. Ильин вносит в них лишь поправку в части, касающейся антиклинальной теории, которая, как он справедливо подчеркивает, вопреки мнению К. П. Калицкого, является серьезно аргументированной.

Наиболее полно взгляды С. И. Ильина (1949) на генезис нефти и условия формирования нефтяных месторождений Средней Азии изложены в его докторской диссертации. В тезисной форме они сформулированы С. И. Ильиным следующим образом:

1. Исключительная приуроченность залежей нефти к морским и солоноватоводным осадкам позволяет утверждать, что исходным органическим материалом, впоследствии продуцировавшим нефть, является водная растительность.

2. Биохимические процессы, направленные по пути изменения исходного органического вещества в нефть, могут протекать только в условиях восстановительной среды.

3. Нефтеносные фации приурочены к морским заливам, лагунам, вообще к прибрежным участкам с затрудненным сообщением с открытым морем, а также к обширным внутренним водоемам.

4. Широко распространенное мнение об аэрации песков и наличии в них обязательно окислительной среды является глубоко ошибочным и может быть отнесено только к пескам неритовой зоны моря, где они подвергаются действию волн.

5. Накопление исходного органического материала происходило на мелководных спокойных участках дна со слабым течением воды и пышной водной растительностью, среди которой присутствовали и многочисленные бентонные организмы.

6. Нефтеобразование может иметь место только в фациях, обладающих пористостью осадков.

7. Нефтеносными фациями могут быть пески, доломиты и некоторые разновидности известняков.

8. Среди кластических пород нефтеносные фации представлены преимущественно мелкозернистыми песками.

9. Среди доломитов к нефтеносным фациям принадлежат разности их, образовавшиеся на мелководных участках при доломитизации известкового осадка.

10. Среди известняков к нефтеносным фациям относятся известняки, образовавшиеся в мелководной зоне морских заливов и лагун и относящиеся, вероятно, в большей части к химическим осадкам.

11. Процессы изменения исходного органического материала в нефть протекают непрерывно и одновременно с накоплением песчаного или карбонатного осадка и заканчиваются в основных чертах до превращения его в горную породу.

12. Связь нефти с тектоническими формами представляется вполне закономерным явлением, обусловленным ее горизонтальной миграцией.

Таким образом, С. И. Ильин, оставаясь, по существу, на позициях теории первичного залегания нефти в понимании К. П. Калицкого, вносит в нее только некоторые коррективы.

В частности, он допускает возможность боковой миграции нефти, расширяет типы первично-нефтеносных пород, включая сюда доломиты и известняки химического происхождения, соглашается с тем, что процессы нефтеобразования в Средней Азии не ограничивались временем накопления осадков «ферганского яруса», а неоднократно имели место и в другие эпохи мезо-кайнозоя. Наконец, как мы уже отмечали, им признается справедливость антиклинальной теории и, следовательно, важность структурного фактора в формировании промышленных скоплений нефти.

Обратимся к фактическому материалу, полученному в процессе глубокого бурения и геолого-поисковых работ в Ферганской депрессии, и посмотрим, насколько он соответствует, подкрепляет изложенные представления о генезисе нефти и условиях формирования ее промышленных скоплений.

К настоящему времени в Ферганской нефтеносной области выявлено 12 продуктивных горизонтов, из которых 10 находятся в промышленной разработке и в большинстве вместе с нефтью продуцируют горючий газ.

Из рис. 48 нетрудно видеть, что хотя основные нефтеносные горизонты и приурочены к палеоцен-эоценовой, главным образом, к средне- и верхнеэоценовой секциям стратиграфического разреза, однако они встречаются и в вышележащих третичных, и, что особенно важно, в нижележащих верхнемеловых отложениях.

Если к этому добавить факты нахождения жидкой нефти в палеозойских отложениях Аравана (Н. Б. Вассоевич) и Мадыгена (К. С. Маслов), а также нефть в силурийских породах в соседней к Фергане Зе-

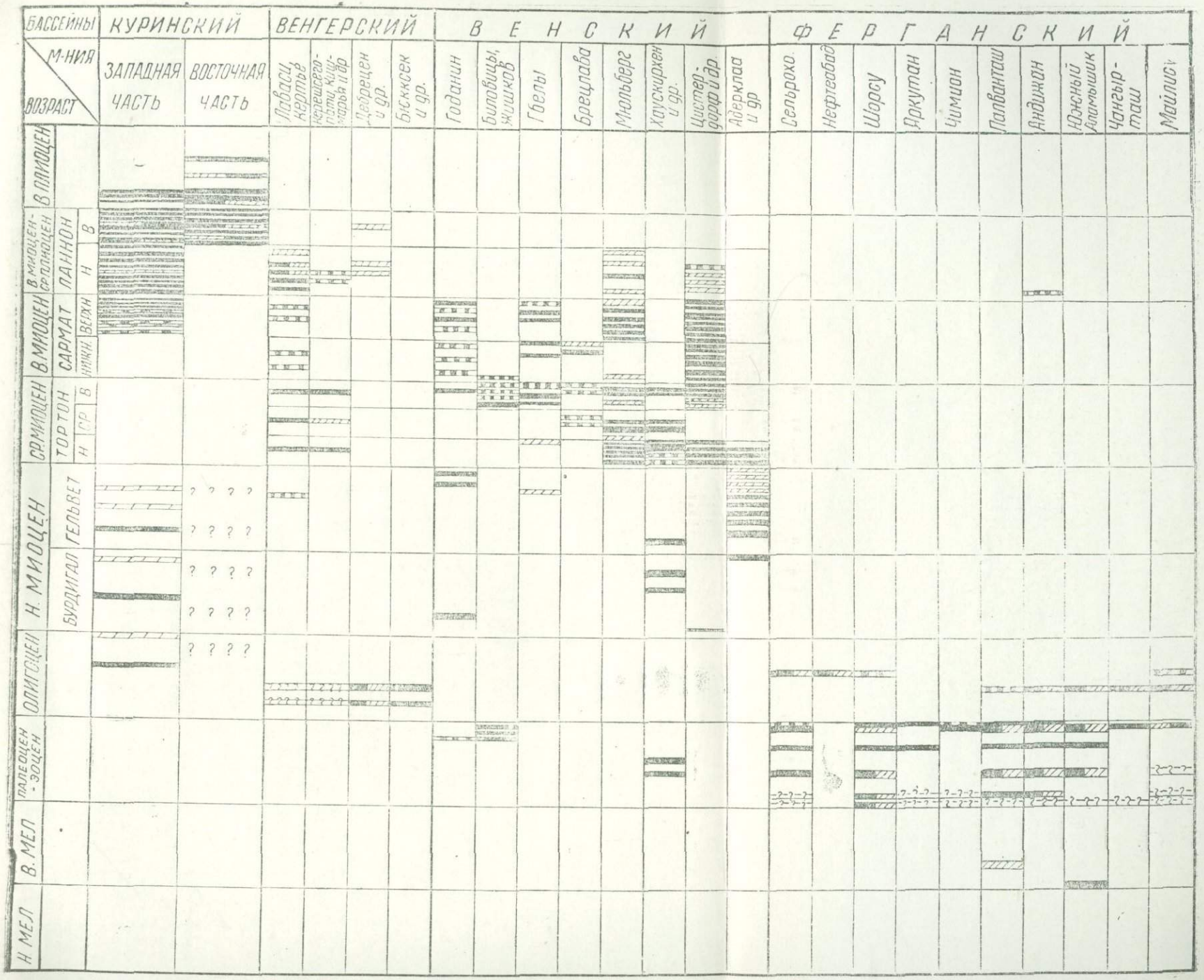


Рис. 48. Схема стратиграфического распределения нефте-газоносных горизонтов в месторождениях Куринского, Венского, Венгерского и Ферганского бассейнов. Составил А. М. Габрильян по данным М. И. Варенцова, И. П. Зубова, А. М. Габрильяна и др. (1952 г.).

1—нефтеносный горизонт, *2*—газоносный горизонт, *3*—признаки нефти и газа, *4*—перспективный горизонт, подлежащий разведке.

равшанской котловине (С. Н. Симаков и др., 1935), то несостоятельность тезиса о «ферганском ярусе», как нижнем стратиграфическом пределе возможной нефтеносности, становится очевидной.

Сейчас в Фергане доказана промышленная нефте-газоносность не только палеоценовых, но и верхнемеловых отложений, а некоторые исследователи ставят вопрос о разведочном бурении на палеозойскую нефть (Н. П. Туаев, 1948).

По петрографическому составу большинство продуктивных горизонтов представлено не песками и песчаниками, как это следовало бы ожидать согласно теории in situ, а известняками и доломитами, которыми сложены V, VII, VIII и, нередко, IV и VI пласты. Кстати отметим, что примерно 80% добываемый в Фергане нефти приходится на эти карбонатные горизонты. Песками и песчаниками выражены только II и III пласты олигоцена, местами IV и VI пласты верхнего эоцена и продуктивные горизонты верхнего мела.

Приведенный фактический материал по стратиграфическому диапазону нефтяных и газовых горизонтов, их петрографическому составу, в сочетании со строгой приуроченностью промышленных скоплений нефти и газа к антиклиналям и брахиантиклиналям доказывает ошибочность и полную неприемлемость концепции К. П. Калицкого о залегании нефти in situ в Фергане.

Интересны скопления нефти в низах континентальной песчаной пачки бактрийского (в. миоцен—ср. плиоцен) яруса, установленные при разведке крелиусным бурением в скважинах месторождения Андижан[1] и выделенные здесь под названием 1 пласта. Некоторые скважины при пробной эксплуатации I пласта давали 0,1—0,2 *т* нефти в сутки.

Анализ геологических условий, в которых встречается залежь 1 пласта, показывает ее тесную связь с поперечными нарушениями, имеющимися на Андижанском месторождении, небольшие ареалы нефтяного поля пласта, строго приуроченные к местам пересечения его сбросами, и быстрое выклинивание залежи нефти по мере удаления от них. Эти факты, а также уникальность нахождения нефти в континентальных субаквальных фациях, которую вынуждены признать сами авторы, описывающие подобные случаи (С. Н. Алексейчик, 1946), позволяют с полным основанием рассматривать нефть I пласта неогена как вторичную, мигрировавшую снизу из залежей, имеющихся в палеогеновых свитах. По генетическому признаку залежь первого пласта стоит ближе всего к залежам третьего порядка в понимании А. Я. Кремс (1951). Доказательства того, что скопления нефти в палеогеновых горизонтах уже существовали ко времени развития дизъюнктивных дислокаций, имеются на самом месторождении Андижан.

Таблица 11

Пласты	Западный блок			Центральный блок			Восточный блок		
	отметка водо-нефт. контура, *м*	отметка газо-нефт. контура, *м*	этаж нефтеносности, *м*	отметка водо-нефт. контура, *м*	отметка газо-нефтяного контура, *м*	этаж нефтеносности, *м*	отметка водо-нефтяного контура, *м*	отметка газо-нефтян. контура, *м*	этаж нефтеносности, *м*
III	+90	+244	154	+80	+235	155	— 35	+120	155
V	—70	+ 32	102	—70	+ 32	102	—192	— 90	102

[1] В 1957 г. промышленные притоки нефти из неогеновых отложений были получены как на месторождении Андижан, так и в Ходжаабаде и Южном Аламышике.

Из приводимой табл. 11, в которой даны абсолютные отметки водо- и газо-нефтяных контуров III и V пластов, четко подмечается равенство этажей нефтеносности этих пластов для всех без исключения тектонических блоков Андижанского месторождения.

Точное совпадение этажей нефтеносности III и V пластов, отстоящих друг от друга по стратиграфической колоне более чем на 100 *м*, на всех тектонических блоках месторождения, испытавших различные по амплитуде перемещения, не оставляет никаких сомнений в более позднем происхождении разрывных дислокаций, когда нефтяные залежи III и V пластов были уже сформированы.

Таким образом, роль сбросов как проводящих трещин для образования вторичной залежи нефти в континентальных отложениях неогена Андижанского месторождения выступает со всей очевидностью.

Наряду с этим, сохранение крупных по запасам скоплений нефти и газа в отложениях палеогена нефтепромыслов Андижан, Палванташ и др., несмотря на развитие здесь дизъюнктивных дислокаций, свидетельствует о сравнительно быстром «залечивании» тектонических трещин, предохранившем скопления нефти и газа от дегазации и истощения.

Этот пример, следовательно, показывает, с одной стороны, преувеличение К. П. Калицким роли тектонических нарушений, как факторов дегазации и истощения нефтяных месторождений, с другой, — отсутствие свободного перемещения вверх нефти и газа по нарушениям, как это предполагает В. Б. Порфирьев.

Весьма важным для решения вопроса о вертикальной или боковой миграции нефти являются те закономерности, которые устанавливаются в распределении нефтей по их качеству в пространстве. Принято считать, что в пользу боковой миграции нефти говорят такие факты, как строгая приуроченность ее к определенным стратиграфическим горизонтам на больших площадях, близость по удельному весу и составу нефтей одного и того же горизонта, и, наоборот, различия в свойствах нефтей по разрезу (F. Lahee, 1934). Сходство в составе нефтей по вертикали или даже закономерное изменение их удельного веса с глубиной обычно приводятся в качестве доказательств вертикальной миграции.

С этой точки зрения в последнее время среди месторождений СССР наиболее детально изучены нефтеносные площади Апшеронского полуострова. Однако выводы, к которым приходят по этому вопросу различные исследователи, разноречивы.

Так, Д. В. Жабрев (1939, 1947), М. М. Ермолаев (1948) и др. (цитировано по Н. А. Еременко, 1948) отрицают для месторождения Апшерона закономерное изменение удельного веса нефти со стратиграфической глубиной.

Другие, наоборот, пытаются в этом отношении наметить какие-то закономерности.

В обстоятельной работе Б. М. Саркисяна (1947), посвященной анализу качества нефтей месторождений восточного Апшерона, приведен в обобщенном виде большой фактический материал. В качестве показателей сравнения различных нефтей им взяты удельный вес нефтей, потенциал и октановые числа бензинов.

По месторождению Балаханы—Романы Б. М. Саркисяну не удалось подметить четко выраженных закономерностей в изменении качества нефтей по разрезу. По Сураханскому месторождению, которое обычно приводится в качестве классического примера, иллюстрирующего зависимость удельного веса нефтей от стратиграфической глубины, им установлено:

1) в верхнем отделе продуктивной толщи, по мере возрастания стратиграфической глубины, резко уменьшается потенциал бензина, увеличивается удельный вес нефти, октановые числа бензина почти постоянны, с тенденцией к некоторому уменьшению;

2) в нижнем отделе продуктивной толщи, наоборот, с увеличением стратиграфической глубины потенциал бензина повышается, октановое число уменьшается, а удельный вес нефти практически почти не изменяется. Такие же разноречивые данные получены Б. М. Саркисяном по месторождениям Кара-Чухур и Кала, что видно из табл. 12.

Приведенные в табл. 12 данные по Биби-Эйбату и Сураханам заимствованы из работы Н. А. Еременко (1941).

Анализ материала по месторождениям Кара-Чухур, Кала, Биби-Эйбат и Сураханы показывает, что закономерное изменение удельных весов нефтей по вертикали отмечается на отдельных, последовательно сменяющих друг друга интервалах; общей же закономерности по всему разрезу не наблюдается.

Подобную периодическую смену участков, обнаруживающих увеличение или уменьшение удельного веса нефти с возрастанием стратиграфической глубины, Б. М. Саркисян называет цикличностью и объясняет многофазностью миграции нефти из подстилающих пород в продуктивную толщу. Этому исследователю удалось установить уменьшение удельных весов нефтей одного и того же горизонта от Балаханов к Кара-Чухуру, т. е. в направлении общего погружения фатьмаизыхской антиклинальной линии.

В. Н. Фроловская (1951), пользуясь методом люминесцентно-капиллярного анализа, изучила некоторые нефти Кавказа и, так же как и Б. М. Саркисян, пришла к заключению, что по составу нефтей выделяются два (чокракско-караганский горизонты и майкопская свита), а возможно, и три (фораминиферовые слои) цикла нефтеобразования, каждому из которых присущи свои особенности нефтей.

Указание на вполне определенные закономерности изменения качества нефтей с глубиной их залегания имеется в публикации О. А. Радченко (1951), однако этот вывод ею не подкрепляется необходимыми фактическими данными, поэтому трудно судить о том, насколько он обоснован. Специальные исследования месторождений Апшеронского полуострова привели М. В. Абрамовича (1939) к заключению об увеличении, в общем, удельного веса нефти одного и того же горизонта по мере возрастания глубины его залегания.

Н. А. Еременко (1941), устанавливая тесную связь между градиентом удельного веса, т. е. изменением удельного веса нефти при углублении на один метр, и петрографическим составом коллекторов, приходит к заключению (1948), что миграция нефти в продуктивную толщу Апшерона происходила не по трещинам и разломам, как это считают И. М. Губкин (1932), С. М. Апресов и В. А. Горин (1946, 1951), группа геологов треста «Азнефтеразведка» (1940) и др., а путем фильтрации ее сквозь всю толщу пород.

Четкие данные по стратиграфической залежи месторождения Чахнагляр, опубликованные А. Г. Габриэляном (1948), также устанавливают закономерное увеличение удельного веса нефти с возрастанием глубины залегания одного и того же пласта.

В. Д. Лащенов (1948), пользуясь такими показателями состава нефти, как удельный вес, содержание парафина, акцизных смол и величины кислотности, полагает возможным проводить корреляцию продуктивных горизонтов сложного в тектоническом отношении Ильско-Холмского месторождения Кубани.

Таблица 12

Зависимость удельного веса нефтей от стратиграфической глубины залегания

Кара-Чухур (по данным Б. М. Саркисяна, 1947)		Кала (по данным Б. М. Саркисяна, 1947)		Биби-Эйбат (по данным Н. А. Еременко, 1941)			Сураханы (по данным Н. А. Еременко, 1941)		
Горизонт	удельный вес	горизонт	средний удельный вес	горизонт	глубина залегания, *м*	удельный вес	горизонт	глубина залегания, *м*	удельный вес
II	0,8457	С	0,8228	II	215	0,8500	акчагыл	210	0,770
II—III	0,8435	СД	0,8340	III	245	0,8458	кровля ПГ	230	0,776
III	0,8334	II	0,8490	IV	320	0,8418	I	525	0,809
III—IV	0,8419	III	0,8736	V	458	0,8511	II	640	0,848
IV—e	0,8429	IV—d	0,8828	VII	520	0,8584	III	660	0,850
V	0,8454	IV—e	0,8885	VIII	550	0,8618	IV	720	0,853
VI	0,8480	V	0,8798	X	598	0,8655	IV—a	740	0,856
VII	0,8480	VI	0,8801	XI	685	0,8693	V—a	890	0,863
КС1	0,8451	НКГ1	0,8787	XII	745	0,8711	V—в	905	0,864
КС6	0,8108	НКГ2	0,8757	XV	1160	0,8773	V—с	912	0,867
ПК2	0,8842	НКГ3	—	XV	св. 1230	0,8783	VI	925	0,868
ПК4	0,8742	КС2	0,8688	XVI	1285	0,8793	VIa	935	0,868
ПК5	0,8725	КС6	0,8743	XVII	1370	0,8771	VIв	945	0,869
ПК6	0,8722	КС7	0,8745	КС	1645	0,8816	VIIIa	1140	0,875
ПК6	0,8714	КС9	—	ПК	1700	0,8857	IX	1200	0,871
		КСП	0,8845				НКП	1405	0,871
		ПК1	0,8904				НКП	1450	0,872
		ПК2	—				КСI	1510	0,870
		КаС1	0,8695				ПК	1750	0,884—
		КаС2	0,8838						—0,909

Примечание. Вертикальными черточками выделены интервалы, в которых наблюдается закономерное увеличение или уменьшение удельных весов нефтей (*А. Г.*).

А. А. Карцев (1951), пытаясь выяснить причины закономерного распределения свойств нефтей в продуктивной толще Апшерона, приходит к заключению, что главными из них являются окисление нефтей за счет сульфатных пластовых вод и неравномерность термического воздействия, вызывающего восстановительные превращения нефтей. Признавая уменьшение удельного веса нефти по мере увеличения глубины залегания одного и того же пласта, выявленное Б. М. Саркисяном, А. Г. Габриэляном и др., А. А. Карцев вместе с тем отмечает, что данное правило справедливо только в пределах отдельных тектонических линий и не может быть применено к Апшеронскому полуострову в целом.

Изложенный фактический материал по Апшерону показывает, что общих закономерностей в изменении состава нефтей по вертикали нет. Закономерное изменение свойств нефтей имеет место только для отдельных, чередующихся между собой секций разреза.

По Ферганской депрессии к настоящему времени опубликовано сравнительно много работ, посвященных результатам общего исследования нефтей различных месторождений Ферганы (Великовский и Павлова, 1935, 1945; Гусинская и др., 1937, 1940, 1948; Павлова, 1934; Павлова и др., 1934; Эрастова и Сытый, 1943; Фоменко, 1929). Однако только в одной из них, в статье В. И. Фоменко (1929), нам удалось найти краткое замечание относительно закономерностей изменения удельных весов нефтей и других их качеств по вертикальному разрезу. По этому поводу применительно к месторождению КИМ (САНТО), он пишет: «Существует мнение, что удельные веса и перегонные качества нефтей всех четырех горизонтов с глубиной изменяются в строгой последовательности от первого горизонта к четвертому (сверху вниз). Нам такой последовательности в полной ее строгости установить не удалось».

Поскольку вопрос, затрагиваемый В. И. Фоменко, имеет важное значение для выяснения условий формирования нефтяных залежей Ферганы, мы попытались, под этим углом зрения, систематизировать весь имеющийся в Центральной химической лаборатории Объединения «Средазнефть» материал по анализам нефтей.

При сравнительном сопоставлении нефтей различных горизонтов Ферганской депрессии мы пользовались их удельным весом, как наиболее характерным и легко поддающимся определению показателем.

Подметить какую-либо закономерность в распределении нефтей по удельным весам по вертикали не представляется возможным (табл. 13). Так, удельный вес нефти VI пласта месторождения Шорсу (четвертая антиклиналь) равен 0,9074, нижележащего IV пласта — 0,8354. Для VII пласта вновь наблюдается увеличение удельного веса до 0,8814, сменяющееся книзу уменьшением (VIII пласт), а затем новым увеличением (IX пласт) удельного веса. Аналогичная картина наблюдается и на месторождениях Андижан и Южный Аламышик.

Далее, чтобы проследить изменения, которые претерпевает нефть одного и того же стратиграфического горизонта в пределах всей Ферганской депрессии, мы попытались сопоставить нефти одних и тех же пластов различных месторождений.

В табл. 14 приведены данные по нефтям в определенной последовательности — с запада на восток. Кроме удельного веса, приведены глубины залегания пластов, а условными знаками показано, размыта ли залежь (—) или нет (+).

Из табл. 14 видно, что удельный вес нефти любого пласта в своем изменении подвержен определенной закономерности, а именно: при продвижении с запада на восток удельные веса нефтей уменьшаются.

Таблица 13

Номера пластов	Месторождения							
	КИМ (—)		Шорсу (+)		Андижан (+)		Южный Аламышик (—)	
	петрографический состав пласта	уд. вес нефти (20°С)	петрографический состав пласта	уд. вес нефти (20°С)	петрографический состав пласта	уд. вес нефти (20°С)	петрографический состав пласта	уд. вес нефти (20°С)
II	Песчаник слабоизвестковистый	0,8519	—	—	—	—	—	—
III	—	—	—	—	песчаник	0,8570	—	—
IV	—	—	известняк	0,9074	известняк	0,8371	—	—
V	доломит; известняк	0,8522	—	—	доломит; известняк	0,8367	доломит; известняк	0,8259
VI	известняк глинистый	0,8539	песчаник сильно известковистый	0,8354	—	—	доломит; известняк	0,8356
VIa	глинистый песчаник	0,8529	—	—	—	—	—	—
VII	известняк, иногда доломит	0,8852	известняк, местами доломит	0,8814	известняк, доломит	0,8367	известняк, доломит	0,8289
VIII	—	—	доломит	0,8429	доломит, огипсованный	0,8807	—	—
IX	—	—	песчаник	0,8438	—	—	—	—

Сравнивать нефти даже одного и того же пласта месторождений «закрытых» и «размытых», естественно, можно только условно.

Таблица 14

Номера пластов	Ким (—)		Шорсу (+)		Яркутан (—)	
	уд. вес нефти	глубина залегания пласта, *м*	уд. вес нефти	глубина залегания пласта, *м*	уд. вес нефти	глубина залегания пласта, *м*
IV	—	—	0,9074	275	0,8742	300
V	0,8522	410	—	—	—	—
VI	0,8539	440	0,8354	325	—	—
VII	0,8952	470	0,8814	350	—	—

Продолжение табл. 14.

Чимион (—)		Палванташ (+)		Андижан (+)		Южный Аламышик (—)		Текабель (—)	
уд. вес нефти	глубина залегания пласта, *м*	уд. вес нефти	глубина залегания пласта, *м*	уд. вес нефти	глубина залегания пласта, *м*	уд. вес нефти	глубина залегания пласта, *м*	уд. вес нефти	глубина залегания пласта, *м*
—	—	—	—	0,8371	575	—	—	—	—
0,8646	280	0,8578	680	0,8367	750	0,8259	500	0,8503	225
—	—	—	—	—	—	0,8356	530	—	—
—	—	0,8510	720	0,8367	850	0,8239	560	—	—

Действительно, если нефтяная залежь подверглась эрозии, то процессы дегазации и потеря легких погонов нефти, ее окисление для различных пластов будут протекать неодинаково, в зависимости от петрографического состава нефтяного горизонта, величины эрозионного среза, длительности эрозии и других факторов. Этим, по-видимому, следует объяснить некоторые отступления от общей картины распределения нефти по удельным весам, наблюдающиеся в V пласте.

Если сопоставить нефти того же V пласта, но только месторождения «закрытых», т. е. таких, в которых эпигенетические процессы мало или совершенно не затронули нефтяной залежи, то наблюдается та же картина уменьшения удельного веса нефти с запада на восток, как и для остальных пластов.

Это явление, наблюдающееся практически во всех нефтяных пластах Ферганской депрессии, вряд ли можно объяснить чисто случайным совпадением. Наоборот, четкая и повсеместная выдержанность в изменении удельных весов нефти говорит в пользу того, что причины, обусловившие наблюдаемую картину, являются общими, регионально выдержанными.

Естественно допустить, как это часто и делается, что изменение удельного веса нефти одного и того же стратиграфического горизонта связано с изменением петрографического состава самого нефтеносного горизонта. Однако, просматривая под этим углом зрения нефтяные горизонты Ферганы, мы убедились в том, что по своему составу они мало чем отличаются на различных площадях, и, во всяком случае, имеющие-

ся местные различия не обнаруживают строго выдержанной закономерности.

Точно так же не увенчались успехом наши попытки установить связь между удельным весом нефти и глубиной залегания продуктивного пласта. В этом отношении для IV пласта как будто бы намечается подобная связь (см. табл. 14), однако и в данном случае трудно отрицать изменение состава нефтей в зависимости от положения месторождения в депрессии, так как увеличение глубин залегания IV пласта происходит с запада на восток.

Не отрицая некоторого влияния глубины залегания нефти на ее качество, в частности, на удельный вес и связанный с ним выход светлых фракций, поскольку нефть одного и того же пласта, но залегающего глубже, подвергалась большему термическому воздействию (геотермический градиент.— *А. Г.*) и меньше диффундировала газ и свои легкие дериваты через перекрывающие пачки, мы все же вынуждены искать другие объяснения наблюдаемому явлению.

Наиболее вероятным является предположение, что уменьшение удельного веса ферганских нефтей с запада на восток обусловлено главным образом постепенным изменением в этом направлении состава и условий захоронения исходной органики. Действительно, трудно предполагать, чтобы органическая масса отмиравших биоценозов в различных частях Ферганского бассейна оставалась тождественной. По-видимому, согласованно с общим изменением режима седиментации с запада на восток происходило и расселение отдельных групп биоценозов в морском бассейне.

В связи с этим вряд ли можно полностью согласиться с А. Ф. Добрянским (1950) в том, что «... нефть едина в первичных формах, и все ее разнообразие должно быть отнесено на позднейшие превращения», а также с В. С. Веселовским (1949), считающим, что различия в составе исходной органики имеют второстепенное значение по сравнению с условиями ее превращения.

Высказанное нами положение отнюдь не может претендовать на доказанность и является лишь предположением, по нашему мнению, достаточно хорошо объясняющим закономерное изменение удельного веса нефти в Ферганской депрессии с запада на восток.

Изложенный материал по качеству нефтей позволяет сформулировать некоторые общие выводы:

1. Закономерного изменения удельного веса по вертикали на месторождениях Ферганы не наблюдается, и в этом отношении имеющиеся данные не подтверждают концепции, допускающей широкую вертикальную миграцию нефти в процессе формирования ее промышленных скоплений.

2. Наоборот, нефти одного и того же стратиграфического горизонта в пределах всей депрессии обнаруживают большое сходство.

3. По направлению с запада на восток удельный вес нефтей всех горизонтов уменьшается, что, вероятно, следует объяснить изменением в этом направлении состава и условий захоронения исходной органики.

4. Уменьшение удельных весов нефти к востоку, повышение суммарных выходов светлых фракций и общее улучшение их качества в этом направлении позволяют считать, по этому признаку, месторождения Восточной Ферганы более ценными, чем западной.

Нетрудно видеть, что первый из этих выводов не подтверждает ультрамиграционистских взглядов В. Б. Порфирьева и некоторых других исследователей (В. П. Савченко, 1952).

Точно так же он находится в противоречии с попытками модернизации магматической гипотезы происхождения нефти, предпринятыми Н. А. Кудрявцевым (1951). Попытки эти встретили резкую, но справедливую критику со стороны А. А. Бакирова (1951), Б. Ф. Дьякова (1952), М. П. Толстого (1951) и многих других. Несостоятельность подобных попыток после работ И. М. Губкина (1932), В. И. Вернадского (1934), А. Д. Архангельского (1927) и др., достаточно убедительно доказавших органическое происхождение нефти, настолько очевидна, что мы позволим себе на этом вопросе подробно не останавливаться.

Посмотрим, насколько обоснованным, в свете имеющихся геологических данных, является тезис В. Б. Порфирьева о гомогенных органических массах рэт-лейасового возраста. Нам уже приходилось отмечать, что в отношении Ферганской депрессии в настоящее время нет никаких оснований предполагать рэт-лейасовые отложения в морских фациях, находящихся будто бы, по В. Б. Порфирьеву (1941), П. А. Шехтману (1941) и Н. В. Шабарову (1937), ближе к центральным участкам депрессии, покрытым чехлом четвертичных образований. Наоборот, всюду, где встречаются рэт-лейасовые отложения в обрамлениях депрессии, они представлены континентальными, обычно угленосными фациями без каких-либо признаков перехода их к центру долины в морские нефтеносные, — как это утверждают В. Б. Порфирьев и П. А. Шехтман. Уникальность находок Б. И. Чернышевым (1937) пластинчатожаберных рода Cardinia в Фергане и сомнения многих в достоверности его определений лишают, таким образом, тезис В. Б. Порфирьева и палеонтологических обоснований.

На шаткость предположения о накоплении чистых углеродистых осадков в морских условиях указывалось и В. П. Батуриным (1945).

Представление о широкой вертикальной миграции нефти при формировании ее промышленных скоплений невольно приводит В. Б. Порфирьева и И. В. Гринберга (1948) к игнорированию таких важных в генетическом отношении моментов, как палеогеографические и фациальные исследования в нефтеносных областях. Эти авторы, отмечая вполне справедливо, вслед за В. Э. Левенсоном (1939), С. Н. Обрядчиковым (1946) и др., важность исследования самой нефти для решения вопросов ее происхождения, вместе с тем впадают в другую крайность. Это видно из такого утверждения: «Совершенно игнорируется химическая сторона проблемы, и вместо того, чтобы в химическом составе нефти искать указаний на пройденный ею путь, геологи занимаются изощренными палеогеографическими и фациальными изысканиями или схоластическими статистическими подсчетами и попытками установить, какими же характерными чертами должны обладать эти мифические нефтематеринские породы. Этот совершенно ложный путь завел сторонников теории нефтематеринских пород в безвыходный тупик геологических и геохимических противоречий[1]» (1948, стр. 35).

Трудно присоединиться к подобному утверждению, поскольку тесная связь нефтяных и газовых залежей с морскими и лагунными фациями имеет место не только в Ферганской депрессии, но и во всех других нефтеносных областях. Поэтому такая связь не случайна, а обусловлена историей геологического развития нефтеносных бассейнов и распределением в них фациальных комплексов, чего нельзя себе уяснить без тщательных палеогеографических и фациальных исследований. Больше того,

[1] Разрядка наша. *А. Г.*

проблемы формирования промышленных скоплений нефти не могут быть сколько-нибудь успешно разрешены без анализа истории развития структурных форм нефтеносных областей.

Попытки разрешения столь сложных вопросов, как генезис нефти и условия формирования ее залежей, в плоскости одних геохимических исследований нефти, как бы тщательно ни были осуществлены, в отрыве от пород и структур, вмещающих эту нефть, вряд ли можно признать верными и, следовательно, обещающими успех.

Материал, изложенный нами в главе «Палеогеография», показывает, что Ферганская депрессия и ее горные обрамления имеют свою длительную историю геологического развития. Судя по особенностям встречающихся здесь осадочных образований, история эта может быть подразделена на два периода: домезозойский и мезо-кайнозойский.

Первый, демозозойский период характеризуется геосинклинальным режимом, при котором на месте современной Ферганской долины, в условиях геосинклинального моря, происходит накопление многокилометровых по мощности, преимущественно сланцевых отложений, нередко чередующихся с эффузивными толщами.

Подобная обстановка осадконакопления характерна, в частности, для силура, когда интересующая нас сравнительно просто построенная геосинклинальная зона испытывала в основном погружение.

Начиная с девона, строение геосинклинальной зоны, вследствие развития на отдельных ее участках различных по знаку вертикальных движений, становится более сложным. Наряду с опускающимися площадями четко определяются и участки поднятий.

Это, естественно, приводит к фациальной пестроте накапливающихся девонских и каменноугольных отложений, обнаруживающих значительные различия в своем составе даже на близлежащих площадях.

Тенденции поднятия, только намечавшиеся в девоне, в верхнем карбоне и в перми становятся доминирующими и достигают большой амплитуды и интенсивности — развиваются складчатые процессы верхнего палеозоя, завершившиеся, в конечном счете, осушением геосинклинали.

Складчатые движения верхнего палеозоя привели к образованию северо-западного и южного обрамлений будущей Ферганской депрессии, заложение которой, следовательно, имело место еще в конце верхнего палеозоя.

События эти, развивавшиеся в верхнем палеозое, обусловили существенную структурную перестройку рассматриваемой области; к началу мезозоя она из геосинклинали превращается в платформу (хотя на первых порах и мобильную) и причленяется к древней суше, расположенной к северу от Ферганы, в пределах Казахстанской складчатой страны.

Ферганская депрессия и ее горные обрамления к началу мезозоя становятся ареной преимущественной денудации, которая постепенно нивелирует обрамления, до того резко выступившие над депрессией.

Этим объясняется весьма редкое распространение в депрессии триасовых отложений, а также развитие юры в континентальных угленосных фациях.

По мнению большинства исследователей, континентальные условия осадконакопления в Фергане в общих чертах сохраняются и в нижнемеловую эпоху, хотя гумидный климат юрского периода в это время сменяется аридным, а рельеф обрамлений депрессии вновь омолаживается вследствие тектонических движений, развивавшихся в ряде мест на границе юры и мела.

Впервые трансгрессия мезозойского моря в Ферганской депрессии достоверно фиксируется во время формирования осадков экзогировой свиты (сеноман—н. турон). Изучение разрезов верхнего мела и палеогена показывает, что в это время здесь накопляются типичные маломощные наплатформенные образования, особенности которых в основном определялись развитием вертикальных движений, обнаруживающих периодическую смену знака во времени.

Отрицательные по знаку движения (опускания) сопровождались трансгрессиями моря, положительные (поднятия), наоборот, — регрессией. Эпиконтинентальные моря, неоднократно заливавшие своими водами Ферганскую депрессию, создавали необходимые предпосылки для накопления и дальнейшего превращения нефтематеринского вещества.

Подобная благоприятная обстановка для нефтеобразования существовала по крайней мере во время формирования осадков экзогировой свиты и радиолитового горизонта, а также бухарского, алайского, туркестанского, риштанского и сумсарского ярусов, к которым и приурочены все промышленные скопления нефти и газа в Фергане.

Учитывая краевое положение Ферганской депрессии, располагавшейся между мобильными участками альпийского геосинклинального пояса на юге и платформенной эпигерценской сушей на севере, становится понятной и та неустойчивость режима ферганских бассейнов, характерная для мезо-кайнозойского времени, что так убедительно показано в отношении палеогеновой эпохи Р. Ф. Геккер, А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской (1951).

Мелководные моря и лагуны, в том числе их прибрежные зоны и заливы, где постоянно происходила борьба между сушей и наступавшим с юга морем, и явились такими благоприятными участками, на которых в верхнемеловую и палеогеновую эпохи шло накопление органического вещества как за счет биомассы отмиравших биоценозов бассейна, так и путем привноса органики с прилегающей суши.

Органическое вещество, накопившееся вместе с тонкоотмученным глинистым материалом на дне моря или лагуны в восстановительных условиях, в дальнейшем, по мере его перекрытия вышележащими осадками, выходило из сферы влияния придонных вод. При этом, вероятно, не без участия бактерий, шло расщепление материнской органики на пути превращения ее в нефть и естественный газ.

Созданию восстановительной среды в придонных илах водоемов немало способствовали такие факторы, как их отшнурованность и опреснение в них вод, на что обращал внимание еще А. Д. Архангельский (1927) при изучении палеогеографических условий миоценовых бассейнов Северного Кавказа.

По мере уплотнения осадка под влиянием давления вышележащих толщ происходила внутриформационная миграция флюидов с переходом их в вышележащие соседние пласты-коллекторы, где нефть, газ и вода распределялись в горизонтально залегающих пластах согласно гравитационному фактору. В дальнейшем развитие складчатых процессов под влиянием тех же гравитационных сил привело к боковой миграции нефти и газа внутри пласта-коллектора с образованием промышленных скоплений в сводовых частях антиклиналей и в других положительных по форме структурах.

Образование нефти в самих пластах-коллекторах, в частности в песчаниках и песках II и III горизонтов, как это считает С. И. Ильин (1949), исключается, так как геохимическая обстановка седиментации, как

мы видели в главе «Фации», не обеспечивала необходимых восстановительных условий для нефтеобразования.

Таким образом, мы приходим к выводу, что нефтяные и газовые залежи в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Ферганской депрессии являются вторичными в понимании И. М. Губкина. Наряду с этим, имеющийся по Ферганской депрессии фактический материал, на наш взгляд, не подтверждает мнения о значительной вертикальной миграции нефти. Миграция по вертикали снизу вверх происходила только на сравнительно небольшое расстояние внутри самих первично-нефтеносных формаций верхнего мела и палеогена; в связи с этим мы ее называем внутриформационной вертикальной миграцией. Существование такой внутриформационной вертикальной миграции в месторождениях Северного Кавказа убедительно было доказано А. Д. Архангельским (1927) и И. М. Губкиным (1940).

Неустойчивость режима верхнемеловых и палеогеновых мелководных бассейнов Ферганы во многом объясняет эпизодичность появления в них нефтематеринских фаций и тесно связанную с этим невыдержанность ареалов нефтеносности многих горизонтов в пределах всей депрессии.

Эпиконтинентальный характер верхнемеловых и палеогеновых морей обусловил накопление в них в общем сравнительно маломощных образований, среди которых суммарная мощность нефте-газоносных пластов едва достигает 175—200 *м*.

Еще меньшую мощность имеют отложения палеогена в соседней, Приташкентской депрессии, где максимальные ее значения не превышают 40—50 *м*.

Возможно, что отсутствие нефти и газа в горизонтах палеогена Приташкентской депрессии следует поставить в связь и с резким сокращением здесь их мощности по сравнению с Ферганской, где она достигает 450—500 *м*. Такая связь между мощностью свит и их нефте- и газоносностью установлена, например, А. В. Ульяновым (1946) для третичных образований Северо-западного Кавказа.

Менее ясно вырисовывается палеогеографическая обстановка Ферганы в палеозое, что отчасти объясняется относительно слабой изученностью отложений этого времени. Однако наводящие указания дают признаки нефти в палеозое, отмеченные как в Фергане (Араване, Мадыгене), так и в Кштут-Зауране. По-видимому, и в мелководных геосинклинальных морях палеозоя, особенно в эпоху развития дифференциальных подвижек, усложнявших структурный план геосинклинальной области, временами существовали условия, благоприятствовавшие образованию нефтематеринских свит.

Какие новые данные для перспективной оценки нефтеносности Ферганской депрессии получены при наших исследованиях? В основу всех предшествовавших оценок нефтеносности была положена кольцевая структурно-тектоническая зональность, так четко проявляющаяся в рельефе Ферганской депрессии и подмеченная еще первыми ее исследователями — И. В. Мушкетовым (1886) и А. Ф. Миддендорфом (1882).

Исходя из этой зональности, здесь обычно выделяются от периферии к центру депрессии ее палеозойские обрамления, периферическая и адырная зоны и центральная равнинная часть депрессии. И. П. Зубов (1949) выделяет между центральной равнинной частью и адырной зоной еще одну зону, фиксируемую геофизикой и названную им приадырной.

При таком подходе, палеозойские обрамления депрессии расценива-

ются как бесперспективные в отношении нефтеносности мезо-кайнозойского комплекса, периферическая (предгорная) зона как сравнительно мало перспективная, адырная же и приадырная зоны — как области наиболее благоприятные для поисков и разведок. Центральная, равнинная часть, покрытая плащом четвертичных отложений, на всех картах перспектив нефтеносности обычно фигурирует как площадь с невыясненной нефтеносностью.

Подобные принципы районирования нефтеносных земель Ферганы были, в частности, приняты автором в 1942 г., О. С. Вяловым и И. П. Зубовым в 1947, И. П. Зубовым в 1949 и, наконец, в 1951 г. — И. П. Зубовым и А. М. Хуторовым (Габрильян, Зубов и Хуторов, 1951), давшими наиболее детально разработанную карту перспектив нефтеносности Ферганской долины по состоянию на май 1951 г.

Не отрицая важной роли структурного фактора в процессах формирования и дальнейшего сохранения нефтяных и газовых залежей, мы, однако, должны признать, что при всей значимости он не является единственным, определяющим перспективную оценку нефтеносных областей, в том числе и непосредственно интересующей нас Ферганской депрессии.

В самом деле, уже одно распределение нефтей по их качеству в депрессии, как отмечалось выше, показывает, что по этому признаку ее восточная часть выгодно отличается от западной. Если к этому добавить увеличение количества продуктивных горизонтов и их отдачи, а также возрастание общей мощности нефтеносной свиты с запада на восток, то становится очевидным, что площади, расположенные в пределах одной и той же тектонической зоны, например адырной, в восточной половине депрессии будут более ценными в промышленном отношении, чем в западной.

В структурно-тектонические принципы районирования нефтеносных земель Ферганы приходится вносить дополнения, руководствуясь анализом палеогеографических условий этой территории, приведенным нами в VI главе. Анализ показывает, что ареалы распространения продуктивных горизонтов и нефте-газоносных свит в целом не остаются постоянными для различных стратиграфических комплексов верхнемелового и палеогенового разрезов, а изменяются в зависимости от интенсивности, длительности и знака вертикальных колебательных движений, развивавшихся в пределах депрессии и ее обрамлений.

В связи с этим нами предпринята попытка дополнить карту перспектив газо-нефтеносности Ферганской долины, составленную И. П. Зубовым и А. М. Хуторовым, путем нанесения на ней возможных контуров распространения продуктивных пластов верхнего мела и палеогена (см. рис. 49). Нанесенные контуры следует рассматривать как приблизительные, так как для точного их определения нет необходимых фактических данных. Это относится к центральным участкам депрессии, геологическое строение которых маскируется мощным чехлом четвертичных накоплений. До проведения здесь глубокого (опорного) бурения все палеогеографические и фациальные карты, так же как и намеченные контуры распространения продуктивных горизонтов, будут неизбежно страдать известной условностью.

Нанося контуры нефтеносности, мы пытались очертить лишь наиболее перспективные (первоочередные) площади для соответствующих горизонтов.

На карте нанесены площади первоначального накопления осадков тех или иных пластов; в дальнейшем, вследствие развития тектонических процессов, в отдельных высокоприподнятых антиклинальных зонах они могли быть размыты. Подобные факты были установлены в последние

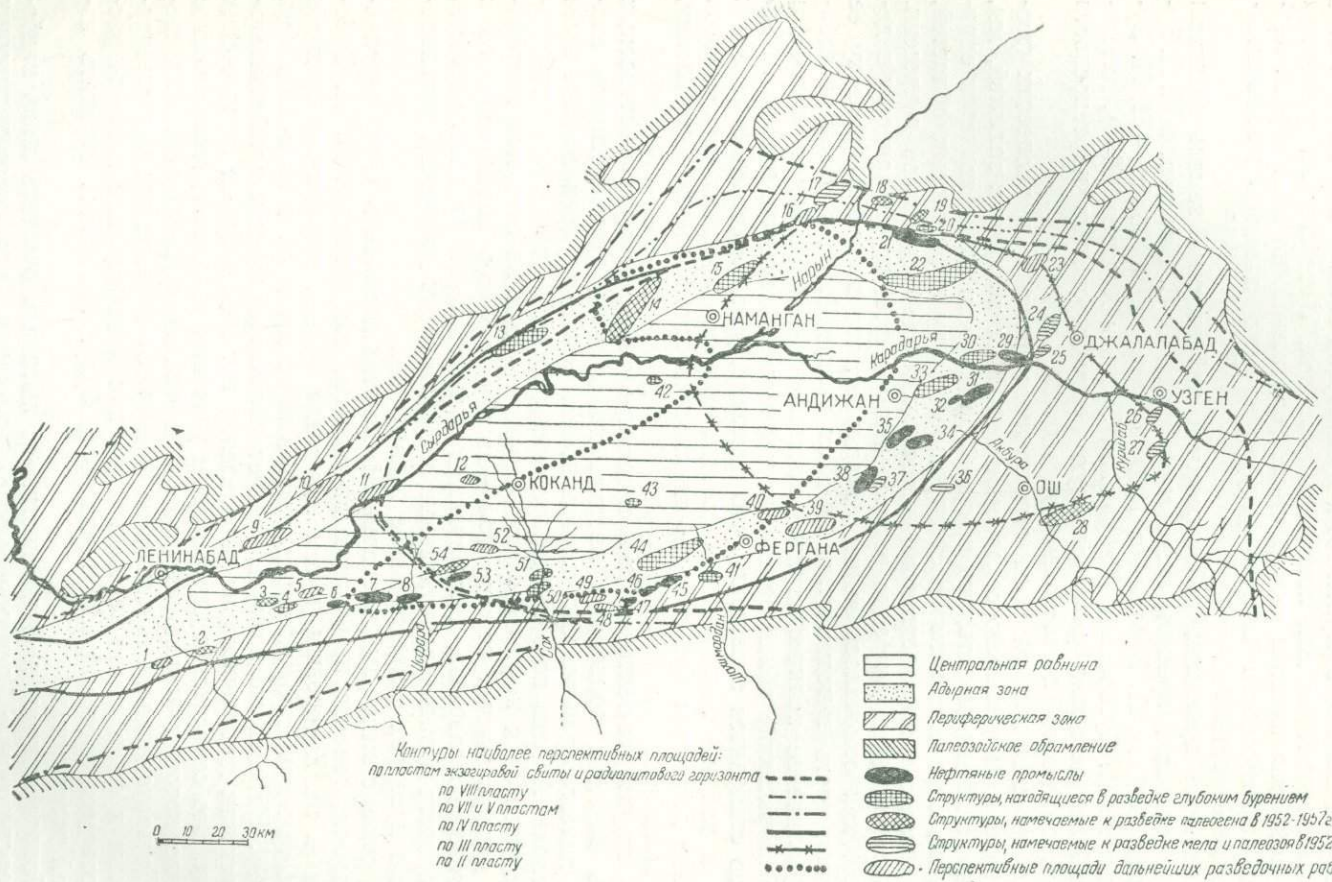


Рис. 49. Схематическая карта перспектив газо-нефтеносности Ферганской долины. Составили И. П. Зубов и А. М. Хуторов, (1951), дополнил А. М. Габрильян (1952).

годы при разбуривании поднятий адырной зоны (Южный Аламышик, Палванташ, Найман, Ходжаосман, Шаарихан и др.). Здесь под мощной толщей неогеновых и древнечетвертичных отложений, обычно слагающих пологие своды поднятий на поверхности, были обнаружены структурно более четко выраженные антиклинали и брахиантиклинали, в сводовых частях которых размыты не только палеогеновые, но иногда и некоторые верхнемеловые горизонты (Найман, Ходжаосман и др.). Предвидеть эти явления до постановки глубокого бурения, базируясь на обычных методах геологического наблюдения, пока не представляется возможным. Исходя из общих соображений о геологическом строении депрессии, обычно предполагают, что такие несогласия и связанные с ними размывы подстилающих свит должны сходить на нет по мере движения от периферии к центру депрессии.

Успешное решение этого вопроса применительно к конкретному участку, вводимому в разведку глубоким бурением, может быть достигнуто постановкой соответствующих геофизических исследований.

Из карты (рис. 49) видно, что наибольшими ареалами газо-нефтеносности обладают V и VII пласты туркестанского и алайского ярусов, играющие наиболее важную роль в нефтедобыче. Если исключить северную часть Нанайской впадины, небольшую полосу в северо-восточном углу депрессии в районах Караалмы и Кугарта, а также южную предгорную зону между меридианами р. Сох и г. Ура-Тюбе, то вся остальная огромная площадь долины (около 30000 *км*²) и имеющиеся здесь многочисленные поднятия находятся внутри контура возможной газонефтеносности V и VII пластов и, следовательно, являются в этом отношении перспективными.

Контуры распространения возможных газо-нефтеносных пластов, связанных с экзогировой свитой и радиолитовым горизонтом верхнего мела, охватывают всю центральную и юго-восточную части депрессии. Менее благоприятны для поисков нефти и газа в этих пластах северные и юго-западные предгорья долины, а также ее западный участок, начиная примерно с меридиана г. Канибадама. Такие поднятия, как Махрам, Аксарай, Тузлук, Тогап, Акбель, Акчоп и, возможно, Супетау и Чуст-Пап, расположенные на этом участке, должны быть отнесены к разряду малоперспективных, в смысле поисков в них нефти и газа, связанных с верхнемеловыми отложениями.

Ареалы возможной нефте-газоносности VIII пласта (бухарский ярус — горизонт «К») несколько больше, чем ареалы пластов верхнего мела, но они близки между собой, поэтому сказанное относительно верхнемеловых пластов остается в силе и для него.

Трудно сколько-нибудь обоснованно наметить на карте контуры IX пласта (бухарский ярус), вследствие скудности имеющегося фактического материала. Можно только отметить, что западная половина адырной зоны Южной Ферганы примерно до Палванташа на востоке, по-видимому, наиболее перспективна.

Существенно иначе выглядит картина возможной газо-нефтеносности по IV пласту (риштанский ярус). Перспективные участки для него ограничиваются главным образом центральной частью депрессии и адырной зоной. В Юго-западной Фергане к этим участкам добавляются небольшие площади следующей, периферической зоны. Вся Юго-восточная Фергана, Нанайская впадина, периферические зоны Северо-западной и Северо-восточной Ферганы вырисовываются как малоперспективные для поисков залежей нефти и газа в IV пласте.

Еще более ограничены контуры III и II пластов сумсарского яруса, проведение которых, так же как и для IX пласта, сопряжено с большими

трудностями. Наиболее перспективными для III пласта являются восточная половина депрессии, в границах центральной и адырной зон и, возможно, некоторые участки юго-восточного ее угла, очерченные пунктиром. Для II пласта наиболее благоприятны структуры, расположенные в Юго-западной Фергане в пределах адырной и центральной зон. Весьма предположительно нанесены контуры II пласта в центральной зоне и в Северной Фергане.

Зоны выклинивания продуктивных горизонтов являются благоприятными участками для поисков «литологических залежей».

Большое значение для правильного решения вопросов генезиса нефти и формирования ее залежей в Ферганской депрессии имеет ее центральная часть. Однако значение последней не ограничивается только этим. Центральная часть депрессии играет весьма важную роль и в общей оценке перспектив газонефтеносности всей долины. Значимость ее становится очевидной если вспомнить, что она занимает около 10000 $км^2$, или 25% площади депрессии и равна территории Венского бассейна Средней Европы (М. И. Варенцов, 1948).

В настоящее время о глубинном строении центральной части Ферганской депрессии нет еще единого или даже сколько-нибудь общепринятого мнения.

Некоторые предполагают, что в центре долины располагается жесткая плита, сложенная древними, сильно метаморфизованными породами, и прикрытая сверху толщей горизонтально лежащих мезо-кайнозойских пород (В. Н. Огнев, 1935). В таком случае трудно рассчитывать на присутствие здесь под покровом четвертичных образований каких-либо антиклинальных или иных поднятий, выраженных в мезо-кайнозойских свитах.

Другие исследователи, наоборот, в гравитационных силах видят основной фактор тектогенеза и считают, что складчатые формы мезо-кайнозоя образовались в результате сползания огромных масс мезо-кайнозоя по палеозойскому основанию, в направлении от периферии к центру депрессии (С. И. Ильин, 1949; С. С. Шульц, 1947 и др.). Поскольку такое движение масс со стороны северных и южных обрамлений депрессии будет встречным, то оно приведет к развитию складчатых форм в мезо-кайнозойских формациях не только периферических, но и центральных зон долины. С. И. Ильин при этом предполагает, что складки, развивающиеся в центре депрессии, будут структурно выражены даже более четко, чем в периферической зоне.

Однако ряд геологов, занимающихся изучением Ферганы, не поддерживают ни ту, ни другую из этих крайних точек зрения (Н. П. Васильковский, 1948₂; О. С. Вялов, 1947; И. П. Зубов, 1949 и др.). Согласно их предположению, мезо-кайнозойские отложения депрессии собраны в ряд концентрически расположенных зон поднятий, интенсивность которых постепенно уменьшается от периферии к центру депрессии. Последняя, таким образом, рассматривается как область вероятного развития весьма крупных и пологих складок.

Споры в этом случае возникают лишь в отношении того, насколько глубоко залегает палеозойское ложе депрессии, ее нижний структурный ярус. Согласно интерпретации геофизических данных, проведенной Ю. Н. Годиным, палеозойское ложе залегает в центре депрессии на глубине 3000—4000 *м*, а по оценке других геофизиков на глубине порядка 7000—8000 *м*. Последние цифры как будто бы подтверждают мнение Н. П. Васильковского (1948₂) о глубоком залегании палеозойского ложа.

Какова же достоверность этих противоречивых предположений? Прежде всего следует подчеркнуть полную необоснованность взгляда о

наличии в центре Ферганской депрессии какой-то гипотетической жесткой плиты, образующей ее нижний структурный ярус, на котором располагаются маломощные мезо-кайнозойские, якобы горизонтально лежащие, отложения. Результаты бурения первых же опорных скважин в районе Ванновской и в урочище Буз показывают, что мощность отложений верхнего (мезо-кайнозойского) структурного яруса депрессии составит не менее 7—8 *км*. Накопление осадочных толщ такой мощности говорит в пользу длительного и глубокого прогибания палеозойского фундамента депрессии.

Кроме того, геофизическими исследованиями последних лет выявлена еще одна зона поднятий (приадырная), располагающаяся между адырной зоной и центральной частью долины. Наконец, в самой центральной части в ряде мест установлены теми же геофизическими методами поднятия мезо-кайнозойских пород, скрытые на поверхности горизонтально лежащими четвертичными образованиями (Ванновское, Буз, Кокандское и Яйпанское поднятия и др.).

Эти данные заставляют отказаться от концепции жесткой ферганской плиты, как отказались в настоящее время от представления о существовании жесткой куринской плиты, будто бы лежащей в основании Куринской депрессии.

С другой стороны, результаты тех же геофизических исследований не дают сколько-нибудь серьезных обоснований к предположению о существовании в центральной части Ферганской депрессии более резко и четко выраженных складчатых форм в мезо-кайнозойских отложениях, чем в ее периферических зонах.

Таким образом, наиболее вероятно предположение о наличии в центральной части Ферганской депрессии ряда зон пологих брахиантиклинальных и куполовидных поднятий, которые в таком случае приобретают определенный практический интерес в смысле промышленных скоплений в них нефти и горючего газа. Такое представление базируется не только на данных геофизической разведки, но и на аналогиях, которые обнаруживаются в этом отношении между Ферганской депрессией и другими межгорными впадинами (Куринская депрессия, Паннонский и Венский бассейны и др.).

При нанесении на карте возможных контуров нефтеносности различных пластов верхнего мела и палеогена мы исходили из того, что их петрографический состав и коллекторские свойства остаются выдержанными в направлении от адырной зоны к центру Ферганской депрессии. Условность такого допущения очевидна, так как по мере движения от периферии к центру депрессии состав одновозрастных отложений должен, вероятно, измениться в сторону постепенного возрастания в них роли тонкоотмученных глинистых фракций. Подобные переходы, по нашему мнению, скорее всего и больше всего будут иметь место для продуктивных горизонтов, сложенных песками и песчаниками, каковыми являются II, III, IX пласты палеогена и X—XII—верхнего мела. Примеры подобного фациального перехода синхроничных образований известны, например, для Венского бассейна (М. И. Варенцов, 1948[1]).

Отсутствие необходимых фактических данных исключает возможность в настоящее время, до проведения глубоких опорных скважин, определить границы этих переходных фациальных зон.

Материал, изложенный на предыдущих страницах данной главы, позволяет дать оценку основным направлениям геологической деятельности Объединения «Средазнефть», ведущего работы в Ферганской депрессии. Эти направления можно свести к следующим:

1. Эксплуатация палеогеновых нефтяных и газовых залежей, приуроченных к различным месторождениям периферической зоны.
2. Разработка палеогеновых нефтяных и газовых залежей в зоне кольцевых адыров Ферганы.
3. Разведка центральной части Ферганской долины путем проведения комплекса геофизических исследований и бурения опорных скважин.
4. Разведка залежей газа и, возможно, нефти в верхней части пестроцветной свиты, из которой на Палванташе и Риштане получены газовые фонтаны.
5. Выяснение промышленной ценности нефтеносных меловых отложений, вскрытых в скважине № 146 месторождения Южный Аламышик.
6. Комплекс научно-исследовательских работ по выяснению перспектив нефтеносности палеозойских образований.

Перечисленные направления мы привели в исторически сложившемся порядке, отнюдь не отражающем их практического значения в общем балансе добычи и запасов нефти и газа по Ферганской депрессии. Какая же очередность намечается в плане рационального и наиболее эффективного ведения поисково-разведочных работ в Ферганской депрессии на ближайшее время?

Нам представляется, что разведка и разработка палеогеновых нефтяных и газовых залежей зоны кольцевых адыров была и остается на ближайшие годы первоочередной задачей, обеспечивающей необходимый рост нефтедобычи по Объединению «Средазнефть». Основное внимание следует обратить на разведку месторождений восточной половины депрессии. Здесь можно ожидать максимальное количество продуктивных пластов, значительно лучшее качество нефтей и высокую начальную и общую производительность скважин, особенно по V и VII пластам.

Такими же важными в практическом отношении представляются работы по выяснению промышленной ценности нефтяных и газовых залежей в меловых отложениях.

Наиболее перспективной для решения этой задачи является зона кольцевых адыров, опять-таки в ее восточной половине, и вся юго-восточная часть депрессии, в частности, Куршабская впадина. Здесь выявлены поднятия, которые, несмотря на размыв вышележащих палеогеновых свит, содержат запечатанные пласты мелового возраста и, следовательно, могут быть рекомендованы к разведке.

Из стратиграфических комплексов мела наиболее благоприятны для поисков залежей нефти и газа экзогировая, верхняя часть пестроцветной свиты (радиолитовый горизонт) и свита ляканских известняков.

Не менее интересна в геологическом плане, хотя технически и более трудно выполнима из-за больших глубин бурения, разведка верхнемеловых и палеогеновых отложений на закрытых площадях центральной части депрессии. Она, по существу, уже начата бурением сверхглубоких опорных скважин в районе Ванновской и в урочище Буз. Из всего комплекса работ этого направления разведка поднятий предадырной зоны, выявленной геофизикой, в практическом отношении наиболее важна.

Однако в целом работы по выяснению нефте-газоносности центральной части долины, учитывая возникающие технические затруднения в процессе бурения сверхглубоких скважин, должны рассматриваться как второчередные.

Значительно менее важны работы по эксплуатации палеогеновых залежей нефти и газа периферической зоны и разведка палеозойских отложений Ферганской долины. Объясняется это тем, что запасы нефти и газа в палеогеновых горизонтах периферической зоны едва составляют 15—20% общих запасов Ферганы, а нефтеносность палеозойских отложений

все еще остается проблемой и не может сколько-нибудь серьезно приниматься во внимание при перспективном планировании добычи нефти и газа по Ферганской долине, по крайней мере на ближайшие 10—15 лет. Приведенные соображения заставляют работы этого направления считать третьеочередными.

Нам остается еще дать характеристику Ферганской депрессии сравнительно с другими межгорными впадинами для того, чтобы попытаться подметить отдельные черты сходства и различия между ними, а также установить некоторые общие закономерности их геологического строения и нефтегазоносности.

Подобная попытка в отношении Куринского, Венского и Венгерского бассейнов недавно предпринята М. И. Варенцовым (1948$_{1, 2}$, 1950$_3$), что значительно облегчает нашу задачу, сводя ее к сравнению названных нефтеносных бассейнов с Ферганской депрессией. По Куринскому бассейну использованы опубликованные материалы главным образом И. М. Губкина (1950), М. И. Варенцова (1939$_1$, 1948$_1$, 1950$_{1-3}$), В. Е. Хаина, Л. Н. Леонтьева, А. Н. Шарданова (1950, 1950$_2$), М. В. Муратова (1949), по Венскому и Венгерскому бассейнам — М. И. Варенцова (1948$_1$, 1950$_1$, 1952), по Ферганскому — собственные наблюдения.

Куринская депрессия занимает обширную территорию (свыше 60 000 *км*^{2}), расположенную между горными сооружениями Большого (на севере) и Малого (на юге) Кавказа. До недавнего времени в отношении геологического строения и истории развития этой территории среди исследователей существовали различные точки зрения. Так, например, Г. В. Абих (1873), а вслед за ним и В. В. Богачев (1930) рассматривали Куринскую депрессию как огромный грабен, отделенный от горных цепей Большого и Малого Кавказа серией ступенчатых сбросов. При тектоническом районировании Кавказа В. П. Ренгартен (1930) включил Куринскую низменность в состав Закавказской плиты. Несколько позднее, в 1937 г., он характеризует Закавказскую плиту уже как относительно жесткую пологоскладчатую зону, противопоставляя ее интенсивно складчатой зоне Большого Кавказа (1939).

Однако работами последующих лет установлены чрезвычайно большая мощность мезо- и кайнозойских образований Куринской низменности (15 000—17 000 *м*), среди которых немаловажную роль играют и вулканогенные толщи, а также наличие в ее пределах многочисленных, весьма четко оформленных складок (А. А. Али Заде, 1936; М. И. Варенцов, 1948$_1$, 1950$_1$; Меликов, 1936 и др.). Эти факты плохо согласуются с идеей жесткой Закавказской плиты, на что указывал еще И. М. Губкин (1950). Ряд исследователей, в частности М. И. Варенцов (1950$_1$), приходят к заключению, что Куринская низменность представляет собой огромную межгорную депрессию, заполненную мощной толщей послепалеозойских образований.

Если подобная трактовка строения Куринской низменности в настоящее время является общепризнанной, то вопросы формирования самой депрессии и характер протекавших при этом в ней геотектонических процессов все еще остаются предметом дискуссий. В. Е. Хаин, Л. Н. Леонтьев, А. Н. Шарданов (1946, 1950), М. В. Муратов (1948) и другие полагают, что на месте современной Куринской депрессии до верхнеюрской эпохи существовала интрагеоантиклиналь, которая вследствие инверсии геотектонического режима к началу мелового периода превращается в интрагеосинклиналь с отчетливо выраженным преобладанием в ней опусканий над поднятиями. А. А. Бакиров и М. Ф. Мирчинк (1951), подчеркивая различия герцинского и альпийского геотектонических режимов Кавказ-

ской геосинклинальной области, как будто поддерживает идею инверсионного развития.

А. В. Пейве (1941), основываясь на том же кавказском материале, приходит к заключению, что ни общей, ни тем более формальной (частной) инверсии здесь подметить нельзя и, наоборот, имеющиеся факты говорят скорее всего об унаследованном тектоническом развитии.

Так или иначе, независимо от палеозойской предыстории области современной Куринской низменности, последняя, начиная с палеогена (В. А. Страхов, 1948), представляла собой межгорную депрессию, в которой шло накопление значительных по мощности осадков. Длительное прогибание депрессии, нарушавшееся только относительно непродолжительными восходящими движениями, и снос большого количества обломочного материала с окружающих ее обрамлений (Большой и Малый Кавказ) благоприятствовали формированию многокилометровых толщ мезо-кайнозоя (15 000—17 000 *м*), слагающих верхний структурный ярус депрессии. Докембрийские и палеозойские интенсивно дислоцированные и сильно метаморфизованные отложения образуют нижний структурный ярус или фундамент депрессии, обычно залегающий на очень больших глубинах. Формации древнего фундамента обнажаются на дневной поверхности главным образом в Дзирульском массиве, где они представлены в основном докембрийскими кристаллическими слюдистыми сланцами, амфиболитами, кварцитами, гранито-гнейсами. Среди интрузивных пород отмечаются красные и розовые граниты, порфировые аплиты и пегматиты. Кембрийские отложения сложены филлитами, достигающими по мощности 400 *м*. Аналогичные по составу кембрийские образования развиты и в горных сооружениях Большого и Малого Кавказа (К. Н. Паффенгольц, 1948).

В Дзирульском массиве выше филлитов залегают нижнеюрские сланцы и песчаники. Причины выпадения из разреза отложений силура, девона, карбона и перми до настоящего времени исследователями не выяснены.

Среди комплекса верхнего структурного яруса наибольший интерес представляют третичные породы, с которыми связаны все промышленные залежи нефти и газа Куринской депрессии, а потому на их рассмотрении мы остановимся несколько подробнее.

По данным М. И. Варенцова (1950₁) в Триалетских горах, образующих южный борт западной части депрессии, в основании палеогенового разреза залегает мощная толща (до 1 500 *м*) чередующихся между собой глин, песчаников и мергелей палеоцен—нижнеэоценового возраста с подчиненными прослоями известняков, туфогенных песчаников и туффитов (рис. 50). В песчано-глинистых горизонтах отмечаются многочисленные остатки микрофауны, характерные для палеоцена Кавказа: Globorotalia angulata, G. membranaceae, Gümbelina crinita Gl. Стратиграфически выше следует нижнеэоценовая толща порфиритов, мелкозернистых туфогенных песчаников с прослоями мергелей, глин и вулканических пеплов (50—250 *м*), сменяющаяся вулканогенным комплексом (андезито-базальтовые и порфиритовые туфы, туффиты и вулканические пеплы) среднеэоценового возраста (до 1 500 *м*). В прослоях мергелей и глин, наряду с редкими остатками Nummulites, встречается и другая фауна. Еще выше залегает верхнеэоценовая нуммулитовая свита, представленная песчано-глинистыми и мергелистыми отложениями, в подошве местами содержащими прослои вулканического пепла; максимальная мощность свиты 1200 *м*. Помимо обилия нуммулитов, здесь встречается богатая ассоциация фораминифер, а в нижней части — радиолярии и чешуя рыб.

Свита эта перекрывается отложениями так называемой зоны Variamussium vallax Korobk., датируемой как верхний эоцен — нижний олигоцен и достигающей по мощности 1 500 *м*. Сложена она темно-серыми и других тонов глинами, перемежающимися с пластами грубозернистых песчаников. Кроме Variamussium vallax Korobk., здесь отмечается богатая ассоциация фораминифер — Globorotalia crassula Cush., Gumbelina bundensis Hatk., Uvigerina, Bolivina sp.

Зона Variamussium vallax сменяется выше по разрезу темно-серыми, голубыми и зеленовато-серыми, фаунистически охарактеризованными глинами хадумского горизонта (нижний олигоцен) с прослоями песчаников и конгломератов (300 *м*). На них залегает чрезвычайно мощная глинистая толща майкопской свиты (до 1700 *м*), возраст которой определяется чаще всего как средний олигоцен — средний миоцен.

Глины, развитые здесь, имеют темно-серую и коричневато-бурую окраску, нередко обогащены ярозитом и содержат мощные горизонты полимиктовых грубозернистых песчаников и конгломератов, а также прослои мергелей. Многочисленные остатки рыб (Meletta sp., Clupea sp.) являются характерным признаком майкопской свиты.

Отложения среднего миоцена, соответствующие онкофоровым, чокракско-спириалисовым слоям, тарханскому, караганскому горизонтам и конско-фоладовым слоям, развиты в песчано-глинистых фациях. Они содержат прослои устричных ракушечников и известняков-ракушечников с обильной фауной как типичных морских, так и пресноводных форм; суммарная мощность их достигает 1000—1100 *м*.

Верхний миоцен (сармат) представлен толщей голубых, зеленовато-серых и бурых глин, мергелей, известняков-ракушечников и песчаников мощностью 400—450 *м*. Присутствие здесь таких форм, как Syndesmya reflexa Eichw., Mactra eichwaldi Lask., M. andrussovi Kol., M. vitaliana d'Orb. и др., позволяет без особого труда выделить в разрезе отложения сармата.

Самая верхняя секция стратиграфического разреза третичных пород Триалетских гор сложена песчано-глинистыми и более грубозернистыми обломочными фациями верхнего миоцена — плиоцена (нацхорские и душетские слои), содержащими пресноводные и наземные формы фауны: Helix sp., Lymneus, Planorbis, Unio и др. Сумарная мощность этих образований равна 2500 *м*.

К востоку от Триалетских гор развиты Ширакская и Эльдарская свиты, являющиеся синхроничными аналогами душетских и нацхорских слоев и параллелизуемые с продуктивной толщей Апшерона.

Общая мощность третичных пород Куринской депрессии достигает 12 500 *м*. Такая колоссальная мощность третичных, в основном морских мелководных отложений свидетельствует о весьма большой мобильности рассматриваемой зоны, расположенной в пределах альпийского геосинклинального пояса юга СССР. Широкое развитие флишевых фаций нижнего полеогена и весьма заметная роль вулканогенных образований в разрезе говорят о том, что геотектонический режим Куринской депрессии в третичный период был типичным геосинклинальным.

Промышленные залежи нефти и газа в западной части депрессии установлены в Майкопской и Ширакской свитах (С. Ф. Федоров, 1939), а в восточной—в аналогах последней—в продуктивной толще, мощность которой достигает, по данным В. И. Куликова (1947), более 3000 *м*. Таким образом, стратиграфический диапазон нефте- и газоносности укладывается в рамки олигоцен—верхний плиоцен (см. рис. 48). Общая мощность нефтеносных и газоносных свит, насчитывающих

более 40 продуктивных горизонтов, составляет примерно 8000 *м*. Суммарная мощность продуктивных горизонтов, представленных песками и песчаниками, достигает 400—500 *м*.

Эти данные показывают, что условия мелководных морских бассейнов и их прибрежных участков в виде заливов и бухт благоприятствовали накоплению, консервации и дальнейшему преобразованию исходного органического вещества в нефть и газ. Если детально проанализировать наблюдающиеся фациальные изменения третичных отложений снизу вверх, то подмечается определенная закономерность, заключающаяся в постепенном обособлении и опреснении морских бассейнов, приводящих, в конечном счете, к развитию замкнутых опресненных водоемов. Свое полное завершение этот процесс находит в сарматское и плиоценовое время, когда континентально-озерные и речные фации в Куринской депрессии становятся доминирующими. Д. В. Наливкин (1932$_2$), рассматривая процесс обособления и опреснения неогеновых водоемов в целом для средиземноморского орогена, справедливо считает, что он был обусловлен формированием зоны центральных поднятий данного орогена, закончившимся в верхнем миоцене.

По-видимому, опреснение бассейнов сарматского времени и века продуктивной толщи благоприятно сказалось на создании восстановительных условий в придонных участках этих водоемов, вследствие затрудненной вертикальной циркуляции вод.

На обособление и опреснение морских водоемов, как на один из важных факторов нефтеобразования, указывал А. Д. Архангельский (1927), анализируя палеогеографическую обстановку миоценовых бассейнов Северного Кавказа, а также современные условия осадконакопления в Черном море (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 1938).

Куринский бассейн, начиная с мэотиса, не только четко обособляется от открытого нормального моря, расположенного к югу и юго-западу от него, но и сам подвергается дальнейшему расчленению. Формирование Талышско-Вандамского барьера (В. В. Вебер и В. В. Федынский, 1947) разобщает морской мэотический бассейн на востоке (в пределах Кабристана и Сальянских степей) от пресноводных водоемов, сохранившихся в западной части Куринской депрессии. Вследствие этого ясно выступают фациальные различия между континентальными формациями западной части депрессии и морскими — восточной части.

Интенсивные процессы складчатости, развивавшиеся в конце верхнего плиоцена, привели к осушению всей депрессии, превратившейся к этому времени в громадный синклинорий, осложненный многочисленными складками второго порядка.

Значительные мощности антропогеновых осадков, достигающие в восточной части депрессии 1000 *м*, свидетельствуют о продолжающемся прогибании Куринской депрессии на фоне восходящих движений ее горных обрамлений (Большой и Малый Кавказ). Подобные дифференциальные и значительные по амплитуде вертикальные движения являются причиной сейсмической активности Кавказа, которая характерна для современной эпохи.

Венгерский бассейн. Венгерский нефтеносный бассейн расположен в пределах Большой и Малой Среднедунайской низменностей, ограниченных с севера и северо-востока горными хребтами Восточных Карпат, с востока и юго-востока хребтами Рец, Бихар, Кадру и другими, входящими в систему Западных Семиградских гор, с юга—

Северными Динаридами и с запада восточными предгорьями Альп. Общая площадь бассейна в очерченных контурах равна 100 000 *км*².

Большая и Малая Среднедунайские низменности вблизи озера Балатон разделены между собой цепью невысоких гор Бакони и Фертес, тянущейся с северо-востока на юго-запад.

Большая Среднедунайская (Венгерская) низменность сложена на поверхности мощным чехлом антропогеновых отложений, маскирующих ее геологическое строение. Обнажения коренных пород появляются лишь в горных обрамлениях низменности, а также в хребтах Бакони, Фертес, Мечек и др. Четвертичные образования широко развиты и в Малой Среднедунайской низменности.

Геологическое изучение горных обрамлений, а также бурение глубоких скважин в самой низменности установили, что эти равнинные территории представляют собой огромную межгорную депрессию, выполненную мощной толщей главным образом неогеновых и отчасти олигоценовых отложений. Они залегают с резким угловым несогласием на подстилающих дислоцированных палеозойских, мезозойских и нижнепалеогеновых толщах, образующих нижний структурный ярус (фундамент) депрессии. Максимальная мощность отложений верхнего структурного яруса составляет 5000—7000 *м* (см. рис. 50), однако, вследствие выпадения из разреза олигоценовых свит, она обычно равна 4000 *м*.

Депрессия как межгорная впадина была заложена еще в олигоцене, но четкое структурное оформление она получила в верхнем миоцене, когда горные сооружения Восточных Альп, Динарид, Южных и Восточных Карпат приобрели облик, близкий к современному.

В отношении тектонического строения описываемой области были высказаны различные точки зрения. Так, Зюсс, Штилле, Кобер и др. (цитировано по А. Н. Мазаровичу, 1951) полагают, что на месте Венгерской низменности существовал огромный древний массив, резко опущенный в неогене и перекрытый мощной толщей осадочных образований миоцена и плиоцена. А. Н. Мазарович (1951), беря под сомнение эту точку зрения, подчеркивает, что Венгерское опускание можно рассматривать, с одной стороны, как унаследованное платформенное опускание, с другой же—как наложенную структуру. Однозначное решение вопроса, по мнению А. Н. Мазаровича, остается открытым. М. В. Муратов (1949), отмечая, что неогеновые отложения здесь в равной мере перекрывают более древние синклинальные и антиклинальные складки, приходит к выводу о Венгерской депрессии как о наложенной, а не унаследованной структуре.

Достоверным в настоящее время является только то, что под покровом верхнего структурного яруса депрессии имеются многочисленные выступы и впадины древнего складчатого фундамента, относительные превышения которых достигают 1500—2000 *м*. В различных районах кровля фундамента при бурении скважин встречена на следующих глубинах: Кишмарья—1500—1640 *м*, Инке—2000 *м*, Михай-Каповар—2507 *м*, Буди—232 *м*, Хахот—606—1500 *м* и т. д.

Сильная расчлененность древнего (доолигоценового) рельефа оказала большое влияние на фациальный состав олигоценовых и неогеновых осадков в сторону накопления более грубозернистого материала вблизи выступов фундамента.

По данным М. И. Варенцова (1952), подошву верхнего структурного яруса слагают олигоценовые отложения, представленные снизу вверх латторфским, рупельским и хатским ярусами.

Латторфский ярус (нижний олигоцен) развит преимущественно в северных окраинных зонах депрессии, где выделяются морские песчано-гли-

нистые, континентальные (речные и озерные) и вулканогенные фации, мощность которых варьирует от 50 до 400 *м*. В ряде мест в нижней части прослеживается пачка темно-серых глин и глинистых сланцев с рыбными остатками, известная под названием Тардских слоев. Благодаря высокому содержанию органического материала в этих слоях они многими венгерскими геологами принимаются за нефтематеринские породы. Рупельский ярус (средний олигоцен) распространен в основном в тех же северных и северо-восточных окраинных зонах депрессии, что и латторфский. Сложен он морскими песчано-глинистыми и вулканогенными фациями, мощность которых колеблется от 650 (район Бюкк) до 1500 *м* (район Будапешта).

Верхний олигоцен (хатский ярус) развит примерно на тех же площадях и выражен нередко зеленовато-серыми и красноцветными, песчано-глинистыми континентальными фациями; максимальная мощность до 300 *м*.

В целом для олигоценового комплекса характерна весьма сильная изменчивость фаций и мощностей отложений, что объясняется накоплением его в условиях резко расчлененного рельефа древнего фундамента.

Отложения бурдигальского яруса, слагающего низы миоценовой секции разреза, изучены очень плохо. Судя по материалам скважин, пробуренных в Дебреценском районе, они здесь представлены морскими глинами и песчаниками, чередующимися с прослоями вулканических туфов, и континентальными угленосными фациями (мощность от 10 до 480 *м*).

Гельветский ярус сложен в районах северо-восточной окраины депрессии вулканогенными фациями (риолитовые, дацитовые и андезитовые туфы и туфопесчаники), трудно поддающимися расчленению от вышележащих свит тортона. Общая мощность их изменяется от 150—200 (Дебрецен) до 500 *м* (Мезекерестеш).

В юго-западной части депрессии—в районах Ловаси, Будафапуста и др.—гельвет развит в морских песчано-глинистых фациях мощностью от 200 до 860 *м*; залегают они всюду с резким несогласием на размытой поверхности олигоценовых и более древних пород.

Тортонский ярус (средний миоцен) имеет большее площадное распространение, чем отложения олигоцена и нижнего миоцена.

В Задунайской области буровыми скважинами вскрыты литотамниевые известняки, песчанистые глины с прослоями мергелей и песчаников общей мощностью до 300 *м*. В северных окраинных зонах депрессии в строении тортона преобладают вулканогенные формации (мощностью до 700 *м*), местами сменяющиеся глубоководными морскими, фаунистически охарактеризованными глинами и мергелями. Тортонский ярус почти всюду залегает с резким несогласием на размытой поверхности более древних пород до кристаллического фундамента включительно.

Фации и мощности сарматского яруса подвержены чрезвычайно большим изменениям. Так, на месторождениях Ловаси и Будафапуста (Задунайская область) глубокими скважинами вскрыта мощная толща (600—750 *м*) глин и мергелей, переслаивающихся с известняками, песками и песчаниками. Однако уже на соседних площадях, в районе выступов фундамента депрессии, мощность синхроничных отложений резко уменьшается и едва составляет 20—30 *м* (Хахот).

На северо-восточной окраине бассейна сармат в одних местах выражен вулканогенными фациями мощностью от 30 до 500 *м*, в других (Бюкк, Керешсегопати и др.)—морскими оолитовыми известняками, мергелями, песчаниками и диатомовыми сланцами (мощностью от 20 до 100 *м*).

Вышележащие отложения паннонского яруса (верхний миоцен—ср. плиоцен) широко развиты в Венгерской депрессии и имеют очень большую

мощность—от 1000—1500 *м* в ее краевых частях и до 2500—3000 *м* в центральных. Нижний отдел паннонского яруса сложен голубовато-серыми и темно-серыми глинами, мергелями с прослоями песков и песчаников и линзами бурого лигнита. Кверху они сменяются толщей чередующихся между собой различно окрашенных песков, песчаников, глин и мергелей с остатками фауны. Слои паннона залегают с резким несогласием на размытой поверхности сарматского и тортонского ярусов, а местами и на более древних свитах фундамента.

Кровлю третичных отложений депрессии образуют левантийские слои (верхний плиоцен), представленные пестроцветными песчаниками, глинами и переходными между ними разностями, чередующимися с прослоями галечников и конгломератов, общей мощностью от 50—100 *м* до 1000 *м*.

На южном побережье озера Балатон и на северо-востоке бассейна развиты вулканогенные фации левантийского яруса (базальтовые туфы и туфопесчаники).

Антропогеновые образования, как отмечалось, широко распространены в Венгерской депрессии. Представлены они обломочными накоплениями (пески, песчаники, галечники, лёссовидные суглинки) с прослоями гумуса и лигнита, максимальная мощность которых достигает 170 *м*.

История геологического развития Венгерского бассейна изучена совершенно недостаточно и ожидает своего освещения. Некоторыми венгерскими геологами в этом отношении высказаны лишь отдельные предположения, касающиеся главным образом мезо-кайнозойского времени. Исследованиями Э. Вадаса, Л. Лоци, А. Вендла и других (цитировано по М. И. Варенцову, 1952) установлено, что на протяжении мезо-кайнозоя периоды длительных опусканий Венгерского бассейна (триас, нижняя юра, олигоцен, средний миоцен — плиоцен) сменялись поднятиями (средняя и верхняя юра, верхний мел, палеоцен, нижний эоцен, нижний олигоцен и нижний миоцен), приводившими к осушению значительных участков. Подобные условия существовали в юрское, меловое и эоценовое время, когда эта обширная область представляла собой размывавшуюся сушу—остров, окруженный со всех сторон морями.

Олигоценовые опускания, четко фиксируемые значительными мощностями отложений (более 2000 *м*) в области Динарид и Восточных Карпат, в Венгерском бассейне сказались весьма слабо и не повсеместно. Морские маломощные фации олигоцена развиты главным образом севернее линии Будапешт—Дебрецен; большая часть бассейна продолжает оставаться сушей и в олигоцене.

Начиная с среднего миоцена, нисходящие движения в Венгерском бассейне становятся доминирующими в противовес интенсивному вздыманию областей Карпат, Альп и Динарид.

Развитие этих дифференциальных движений приводит к окончательному формированию бассейна как межгорной депрессии, в которой накопляются на первых порах относительно маломощные (тортон-сармат), а затем весьма мощные осадки паннонского яруса. Таким образом, зона максимальных мощностей, располагавшаяся в палеоцен-олигоцене в Динаридах и Карпатах, перемещается со среднего миоцена в область Венгерской депрессии.

Скопления нефти и газа в пределах депрессии приурочены к нижнему отделу паннонского яруса, сармату, тортону и к олигоценовым отложениям. Продуктивные горизонты, число которых достигает 10—12, сложены песками, песчаниками и известняками. Общая мощность нефте- и газоносных свит равна примерно 3000 *м*, а продуктивных горизонтов — 200—300 *м*.

Отложения верхнего структурного комплекса собраны в ряд антиклинальных зон значительной протяженности (иногда более 100 *км*), на которых располагаются многочисленные брахиантиклинальные вздутия, отделенные друг от друга небольшими седловинами. С этими брахиантиклиналями, иногда осложненными дизъюнктивными нарушениями (в периферических частях депрессии), и связаны промышленные залежи нефти и газа. Наличие богатых залежей нефти и газа в месторождениях Ловаси, Будафуста и других, в которых дизъюнктивные нарушения практически отсутствуют, и, наоборот, сравнительно небольшие запасы месторождений Бюкксек, Мезекерешт, где они играют видную роль, свидетельствуют об отсутствии генетической связи между формированием залежей нефти и газа и дизъюнктивными нарушениями.

Характеризуя основные типы структур нефтяных месторождений Венгерского бассейна, М. И. Варенцов (1952) отмечает, что наряду с поднятиями, приуроченными к выступам погребенного фундамента, существуют брахиантиклинали, расположенные между ними. В последнем случае мощности, фации и ареалы нефте-газоносности становятся более выдержанными.

За последние годы промышленными организациями Венгрии проведены большие по объему геофизические исследования, в результате которых обнаружен ряд погребенных структур, несомненно представляющих интерес для постановки здесь разведочных (буровых) работ.

Венский бассейн. Венский бассейн представляет собой межгорную впадину, вытянутую с юго-запада на северо-восток, с общей площадью, равной приблизительно 10 000 *км*^{2}.

На северо-востоке он ограничен Богемским массивом, сложенным кристаллическими формациями, на западе и юго-западе—Восточными Альпами, на северо-востоке—Западными Карпатами. Отдельные бордюры метаморфических палеозойских отложений, выступающие на юго-востоке из-под плаща неогеновых пород, намечают границу между Венским бассейном и Малой Среднедунайской низменностью.

Происхождение бассейна тесно связано с мощными вертикальными движениями, охватившими в неогене альпийский геосинклинальный пояс, вследствие чего в нижнем миоцене данный участок был глубоко опущен, отчленив, таким образом, Восточные Альпы от Западных Карпат. Наличие многочисленных продольных ступенчатых сбросов на границе бассейна и его горных обрамлений, иногда достигающих по амплитуде 2500 *м*, служит веским доказательством в пользу того, что здесь имеется огромный грабен.

Буровыми работами, особенно широко развернувшимися в Венском бассейне с 1939 г., установлена большая мощность выполняющих его неогеновых отложений (до 5000 *м*), залегающих с резким угловым несогласием и размывом на более древние, сильно дислоцированные палеогеновые и мезозойские образования фундамента (см. рис. 50).

Отложения верхнего структурного яруса (неоген) в подошве представлены свитой конгломератов бурдигальского яруса, мощностью от 50 до 360 *м*, содержащих крупные глыбы плохо окатанных флишевых пород. Особенно полно конгломераты развиты в краевых частях бассейна.

Вышележащий гельветский ярус (шлировые и онкофоровые слои) сложен голубовато-серыми фаунистически охарактеризованными глинистыми сланцами и мергелями, перемежающимися с пластами песков и песчаников; мощность изменяется от 500 до 800 *м*.

Тортон (средний миоцен) выражен в близких по составу фациях темно-серых глин и мергелей, переполненных многочисленной и разнообразной фауной и чередующихся с прослоями песков и песчаников. Мощ-

ность морских фаций тортонского яруса в центральной части бассейна равна 1000 *м* и постепенно, по мере продвижения к его краевым зонам, сокращается до 200—300 *м*. Одновременно с этим изменяется и состав отложений: морские глины и мергели сменяются здесь органогенно-обломочными известняками и пестроцветными обломочными фациями пресноводных водоемов.

Сарматский ярус является одной из важнейших секций стратиграфического разреза верхнего структурного яруса. Он имеет очень широкое распространение и весьма большую мощность, достигающую в центре бассейна 1500 *м*.

Сложен сармат серыми, зеленовато-серыми фаунистически охарактеризованными мергелями, часто переслаивающимися с желтовато-серыми песками и песчаниками.

По сравнению с гельветским и тортонским бассейнами, сарматский водоем отличается сильным опреснением.

Опреснение водоемов Венского бассейна еще более резко сказывается в паннонский век, когда на ряде его участков накоплялись солоноватоводные и даже пресноводные осадки в континентальных условиях. Здесь развиты пестроцветные песчано-глинистые образования с относительно редкими прослоями зеленовато-серых и серых мергелей, содержащие остатки макрофауны (Monodacna simplex Fushs., Cardium apertum M., Limnocardium carnuntium Partsch. и др.). Распределение мощностей пород паннонского яруса в общем повторяет картину, отмеченную для нижележащих свит. В центральной части бассейна мощность паннона максимальная (до 1500 *м*) и постепенно уменьшается к его периферии (300—500 *м*). В этом же направлении происходит общее возрастание роли грубообломочных пород.

Паннонскими отложениями заканчивается разрез верхнего структурного яруса, суммарная мощность которого равна 5000 *м*.

Стратиграфический диапазон нефте- и газопроявлений (см. рис. 48) в основном укладывается в рамки миоцена; наиболее важные промышленные залежи нефти и газа приурочены к сармату, тортону и отчасти гельвету. Продуктивными горизонтами являются пески, песчаники и известняки. В отличие от Венгерского бассейна, общее число горизонтов здесь достигает 40 при суммарной мощности до 500 *м*. На некоторых месторождениях (Годанин, Жишков, Биловицы, Хаускирхенмаустранг и др.) промышленные притоки и признаки нефти установлены и в нижележащих эоценовых и палеоценовых слоях.

В тектоническом отношении Венский бассейн представляет депрессию, выполненную неогеновыми отложениями, собранными в ряд брахиантиклинальных складок, осложненных как продольными, так местами и поперечными сбросами. Главными фазами альпийской складчатости, сформировавшими структурные формы нефтяных и газовых месторождений, являются тектонические движения миоценового и плиоценового времени. Интенсивные вертикальные движения в постплиоцене, в частности, в современную эпоху, обусловливают сейсмическую активность данной области.

Указанные брахиантиклинали образуют структурные формы, к которым приурочены промышленные залежи нефти и газа.

М. И. Варенцов (1948[1]), исходя из тектонического строения, распределения фаций, мощностей отложений, особенностей нефте- и газопроявлений и других признаков, находит возможным территорию Венского бассейна подразделить на ряд зон.

Он выделяет Центральную зону главного прогиба, характеризующуюся стратиграфической полнотой всего неогенового комплекса, дости-

гающего максимальной мощности (5000—6000 *м*), и развитием в ее пределах относительно более глубоководных глинистых фаций. В этой зоне выявлен ряд брахиантиклиналей с признаками нефти и газа, но промышленных залежей пока еще не обнаружено. Следующая, Цистердорфская зона отличается от предыдущей меньшими глубинами залегания древнего фундамента бассейна, а также появлением среди морских отложений неогена песчаных горизонтов — коллекторов. В Штайнбергско-Шраттенбергской зоне наблюдается еще большее приближение фундамента к дневной поверхности и резкое сокращение общей мощности (в 2 — $2^1/_2$ раза) неогеновых отложений по сравнению с Центральной зоной. Наконец, выделяются Западная и Восточная краевые зоны, где максимальная мощность, местами стратиграфически неполного, разреза неогена едва достигает 500—1000 *м*, а фундамент бассейна залегает на весьма небольших глубинах. Восточная краевая зона расположена уже на территории Чехословакии.

Вопросы происхождения нефти Венского бассейна и формирования ее промышленных залежей до сих пор остаются предметом дискуссий. Так, К. Фридль (цитировано по М. И. Варенцову, 1948[1]) в 1936 г. за нефтематеринскую свиту бассейна принимал отложения сармата, а нефть, находящуюся в горизонтах палеогенового флиша, рассматривал как вторичную, мигрировавшую сверху (из сармата) вниз по трещинам. В 1945 г. этот исследователь за нефтематеринскую свиту принимает уже мощную толщу битуминозных глинистых сланцев гельветского яруса (шлировые слои). Отсюда, по его мнению, нефть по сбросовым трещинам мигрировала, с одной стороны, в вышележащие пласты—коллекторы тортона и сармата, с другой — в нижележащие флишевые горизонты палеогена и верхнего мела. Однако М. И. Варенцов (1948[1]), подчеркивая, что во многих нефтеносных районах Западных Карпат шлировые слои гельветского яруса вообще отсутствуют, берет под сомнение подобную точку зрения. Он справедливо допускает, что в Венском бассейне, как и в других нефтеносных областях, вероятно, имеется не одна нефтематеринская свита, а несколько, поскольку благоприятные условия для этого существовали здесь не только в гельветский век, но и во время накопления менилитовых битуминозных сланцев палеогена, отложений тортона и сармата.

Ферганский бассейн. В Ферганском бассейне четко обособляются нижний структурный ярус, сложенный палеозойскими интенсивно дислоцированными и метаморфизованными отложениями, и верхний — представленный мезо-кайнозойским, сравнительно слабо дислоцированным осадочным комплексом, залегающим с резким угловым несогласием и размывом на фундаменте (рис. 50). Нет необходимости останавливаться здесь сколько-нибудь подробно на рассмотрении разреза верхнего структурного яруса, палеогеографии и вопросов нефтеносности, поскольку все они достаточно детально освещены в предыдущем изложении. Отметим лишь, что Ферганский бассейн, как межгорная депрессия, к началу мезозоя был сформирован вполне четко. Первые заведомо морские послепалеозойские фации появляются в сеномане, возможно, в альбе. Верхний мел и палеоген — это эпохи преимущественного накопления в Ферганской депрессии мелководных морских, лагунных, в том числе и солоноватоводных отложений, с которыми связаны все известные к настоящему времени нефте- и газопроявления в верхнем структурном ярусе. В конце сумсарского века (средний олигоцен), вследствие тектонических движений альпийской фазы складчатости, последние реликты моря покидают депрессию. Развитие последующих складчатых фаз, из которых наиболее значительной оказалась предчетвертичная, приводит к образованию здесь

крупного синклинория, осложненного складками второго порядка. С антиклинальными и брахиантиклинальными поднятиями, сложенными отложениями верхнего структурного яруса, связаны все промышленные залежи нефти и газа данной области.

Из рис. 48 видно, что стратиграфический диапазон нефте- и газопроявлений ограничен рамками верхний мел — олигоцен. Наличие единственного в Фергане горизонта с признаками нефти в разрезе неогена (месторождение Андижан) не противоречит этому, поскольку вторичный характер здесь нефти и ее узкая локализация вблизи дизъюнктивных нарушений нами отмечались выше.

Количество продуктивных горизонтов, выявленных к настоящему времени в депрессии, равно 12, а суммарная мощность их составляет примерно 175—200 *м*, при общей мощности всей нефте-газоносной свиты 1300 *м*. В отличие от Венского, Венгерского и, особенно, Куринского бассейна, наиболее важные продуктивные горизонты Ферганского бассейна представлены известняками и доломитами эоцена, а пески и песчаники играют подчиненную роль.

Региональными гравиметрическими исследованиями установлено, что депрессия в целом характеризуется как область отрицательных аномалий силы тяжести, вследствие накопления в ней мощных, относительно менее плотных отложений верхнего структурного яруса по сравнению с плотными породами палеозойского фундамента.

За исключением так называемых барьерных гряд палеозоя, выступающих в периферических зонах, палеозойский фундамент в пределах депрессии нигде не обнажается. Не вскрыт он и глубокими опорными скважинами, доведенными до глубины 3000—3500 *м*. Эти данные и согласованные с ними результаты геофизических исследований позволяют оценивать глубины залегания кровли фундамента в центральной части депрессии в 7000—8000 *м*.

В отношении истории геотектонического развития Ферганской депрессии среди исследователей существуют различные взгляды. Так, В. В. Белоусов (1948) полагает, что территория современной Ферганской впадины до нижнего карбона включительно представляла собой интрагеоантиклиналь парагеосинклинальной области, т. е., по В. В. Белоусову, области переходной между типичной платформой и геосинклиналью. После нижнего карбона эта интрагеоантиклиналь претерпела частную инверсию и превратилась в интрагеосинклиналь, в которой шло накопление осадков. Н. С. Шатский (1938), напротив, высказывается в пользу унаследованного тектонического развития Ферганской, а также многих других впадин Центрального Казахстана.

Имеющийся фактический материал, по нашему мнению, не дает оснований для предположения о существовании упомянутой интрагеоантиклинали и, следовательно, об инверсии геотектонического режима территории современной Ферганской депрессии. Наоборот, относительно малая мощность мезозойских и палеогеновых отложений (обычно 1500—2000 *м*), существенная роль карбонатных горизонтов в разрезе верхнего мела и палеогена и, наконец, что особенно важно, практически полное отсутствие вулканогенных образований в составе верхнего структурного яруса депрессии, позволяют признать справедливость утверждения Н. С. Шатского о платформенном унаследованном ее развитии в послепалеозойское время.

Накопление в Ферганской депрессии в неогене и антропогене мощных молассовых толщ (более 4000 *м*) связано с ее значительным прогибанием, обусловленным дифференциальными вертикальными движениями этого времени. На фоне восходящих движений горных обрамлений,

Таблица 15

Сравнительная характеристика Куринского, Венгерского, Венского и Ферганского бассейнов
Составил А. М. Габрильян
1952 г.

Элементы сравнения	Нефтеносные бассейны			
	Куринский	Венгерский	Венский	Ферганский
Общая площадь бассейна в современных контурах	Свыше 60 000 *км*²	10 0000 *км*²	10 000 *км*²	40 000 *км*²
Время формирования бассейна как межгорной депрессии	Палеоген	Олигоцен-миоцен	Нижний миоцен	Верхний палеозой (Пермь)
Этапы формирования обрамлений депрессий	Время заложения Северного обрамления (большой Кавказ)—средняя юра; время четкого оформления—в. эоцен (западная часть)—н. миоцен (Восточная часть). Время заложения южного обрамления (Малый Кавказ)—верхний карбон; время четкого оформления—конец палеогена	Олигоцен—верхн. миоцен. В верхнем миоцене обрамления депрессии в виде горных сооружений Восточных Альп, Динарид и Восточных Карпат четко оформлены	Нижний миоцен	Северное обрамление—нижний палеозой. Северо западное и южное обрамления—верхний палеозой, Восточное обрамление—верхняя юра.
Возраст отложений различных структурных ярусов	Верхний структурный ярус мезо-кайнозой. Нижний структурный ярус (фундамент бассейна)—палеозой и докембрий.	Верхний структурный ярус олигоцен—неоген. Нижний структурный ярус (фундамент бассейна)—палеоцен—эоцен—мезозой—палеозой—докембрий	Верхний структурный ярус—неоген (миоцен+плиоцен). Нижний структурный ярус (фундамент бассейна)—палеоген—мезозой	Верхний структурный ярус мезокайнозой. Нижний структурный ярус (фундамент бассейна)—палеозой—докембрий
Общая мощность осадочных формаций верхнего структурного яруса	от 15 000 до 17 000 *м*	от 5000 до 7000 *м*	5000 *м*	7500 *м*

Общая мощность нефтеносных (и газоносных) свит	Более 8000 *м*	3000 *м*	5000 *м*	1300 *м*
Суммарная мощность нефтеносных (и газоносных) горизонтов	400—500 *м*	200—300 *м*	500 *м*	175—200 *м*
Общее количество нефтеносных (и газоносных) горизонтов	Более 40	Не более 10—12	До 40	12
Петрографическая характеристика продуктивных горизонтов	Пески и песчаники	Пески, песчаники и известняки	Пески, песчаники и известняки	В основном известняки и доломиты, пески и песчаники играют подчиненную роль
Стратиграфический диапазон нефтяных и газовых залежей	В. олигоцен—плиоцен	Олигоцен—ср. плиоцен	Палеоцен—ср. плиоцен	Верхн. мел.—олигоцен
Возраст основных продуктивных горизонтов бассейна	В. олигоцен—плиоцен	Олигоцен; верхн. миоцен—ср. плиоцен	Миоцен	Эоцен
Изменение фаций и мощностей одновозрастных отложений от периферии к центральным частям депрессий	Общее уменьшение размерности зерен обломочных пород неогена и увеличение мощности их по направлению к центральным частям депрессии. Для более древних пород это фиксируется менее четко	Для отложений верхнего структурного яруса, в частности для паннона, общее уменьшение размерности зерен обломочных пород с одновременным увеличением их мощности по направлению к центральным частям депрессии. Для палеогеновых и мезозойских отложений зоны максимальных мощностей приурочены к краевым участкам депрессии	Общее уменьшение размерности зерен обломочных пород и увеличение мощности отложений по направлению к центральным частям депрессии	Общее уменьшение размерности зерен обломочных пород и увеличение мощности отложений по направлению к центральным частям депрессии

Элементы сравнения	Нефтеносные бассейны			
	Куринский	Венгерский	Венский	Ферганский
Миграция (во времени) осевых зон максимального прогиба депрессии	Начиная с неогена зона максимальных мощностей отложений совпадает с приосевой частью депрессии. Для более древних отложений закономерности распределения мощностей пород недостаточно ясны. Ряд исследователей, в частности, М. И. Варенцов (1950 г.) допускает миграцию (во времени) осевых зон максимального прогиба	В допаннонское время (олигоцен – ср. миоцен) максимальные мощности отложений приурочены к бортовым частям депрессии. В панноне максимальный прогиб совпадает с осевой зоной депрессии	В неогене зона максимальных мощностей отложений последовательно смещается с запада на восток	Для верхнемеловой и палеогеновой эпох зона максимального прогиба остается постоянной и приурочена к центральной части депрессии
Геофизическая характеристика депрессии	Область отрицательных гравитационных аномалий	Область отрицательных гравитационных аномалий, местами осложненных в центральной части депрессии зонами максимумов вследствие приближения к дневной поверхности складчатого фундамента	Область отрицательных гравитационных аномалий	Область отрицательных гравитационных аномалий
Предполагаемое строение центральной (закрытой) части депрессии	Синклинорий, осложненный пологими складками второго порядка	В общем синклинорий, осложненный древними выступами фундамента	Синклинорий, осложненный складками второго порядка	Синклинорий, осложненный пологими складками второго порядка
Сейсмичность	Сейсмически активная область вследствие интенсивного развития вертикальных движений в современную эпоху	Сейсмически активная область вследствие интенсивного развития вертикальных движений в современную эпоху	Сейсмически активная область вследствие интенсивного развития вертикальных движений в современную эпоху	Сейсмически активная область вследствие интенсивного развития вертикальных движений в современную эпоху

доставляющих громадное количество обломочного материала в депрессию, она, вследствие нисходящих вертикальных движений и под влиянием этой нагрузки, постепенно опускается. Периоды плавного опускания сменяются скачками, вызывающими частые и нередко разрушительные землетрясения, характерные для данной области. На существенную роль молодых тектонических движений в формировании современного рельефа Тянь-Шаня в целом указывают В. А. Обручев (1948), С. С. Шульц (1948₂) и др.

В табл. 15 приводится краткая сравнительная характеристика нефтеносных бассейнов юга СССР и Центральной Европы.

Какие же выводы напрашиваются из краткого ознакомления с рассмотренными выше нефтеносными бассейнами?

Прежде всего, выявляется, что все они, несмотря на присущие каждому из них специфические особенности, обусловленные различным временем их образования, геологической предысторией развития и другими факторами, обладают общими, принципиально важными для понимания процессов нефтеобразования признаками.

Так, из рис. 48, 50 и табл. 15 и всего предыдущего изложения видно, что промышленные залежи нефти и газа в своем стратиграфическом распределении тесно связаны, с одной стороны, со временем формирования бассейнов, как межгорных депрессий, с другой — с моментами накопления в них мелководных морских, лагунных, в том числе и солоноватоводных осадков. В самом деле, продуктивные горизонты Ферганского бассейна сосредоточены в верхнемеловых и палеогеновых отложениях, выраженных в мелководных морских и лагунных фациях, в Куринском бассейне — в олигоцен-плиоценовой секции разреза, представленной также фациями мелководных морей и опресненных водоемов, в Венском бассейне — главным образом в миоцене, сложенном сходными фациями и т. д.

Это обстоятельство заставляет отвергнуть ультрамиграционистские концепции в вопросах формирования залежей нефти и газа, независимо от того, исходят ли они из представлений о каких-то скоплениях гомогенных органических масс, будто бы существующих в нижележащих осадочных комплексах, или из предположения о магматическом источнике углеводородов. Несостоятельность подобных концепций очевидна еще и потому, что их авторы до сих пор не могут дать (да это по нашему мнению и невозможно) никакого удовлетворительного объяснения такой избирательной аккумуляции нефти и газа в отложениях мелководных морей и солоноватоводных водоемов.

Поскольку процессы нефтеобразования во всех этих бассейнах сопряжены во времени с формированием на их территории межгорных депрессий, естественно предполагать, что в межгорных депрессиях создавались благоприятные условия для накопления и трансформации исходного органического вещества в нефть и газ и образования их промышленных скоплений. Каковы же эти благоприятные условия?

1. Осевые части межгорных депрессий представляли области длительного и, судя по мощности верхних структурных ярусов, значительного прогибания, что способствовало не только накоплению органического материала вместе с пелитами, и, возможно, карбонатными илами, но и их быстрому захоронению, а в последующем и сохранению от размыва.

2. Изрезанная конфигурация и расчлененность рельефа обрамлений депрессий способствовали в моменты морских трансгрессий в их пределы образованию многочисленных бухт, заливов, проливов и островов. В некоторых бухтах и заливах, вследствие их изолированности и пони-

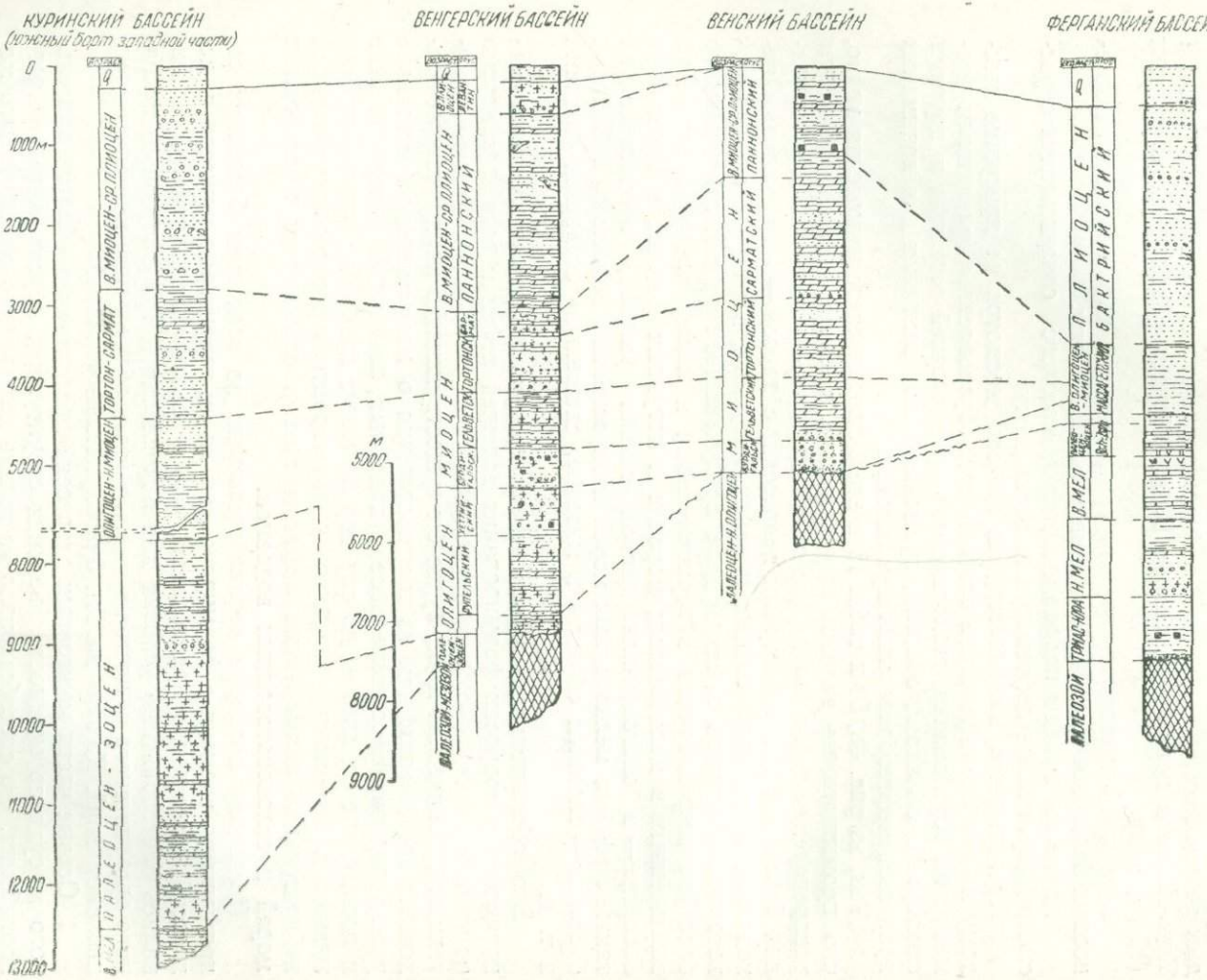


Рис. 50. Схема сопоставления отложений верхних структурных ярусов Куринского, Венгерского, Венского и Ферганского нефтеносных бассейнов. Составил А. М. Габрильян по данным М. И. Варенцова и собственным.

женной гидродинамической активности среды, так же как и в центральных частях бассейна, существовали условия для накопления и захоронения вместе с илистыми осадками и органического вещества. В других местах прибрежной зоны, иногда даже расположенных по соседству, но примыкающих к участкам открытого моря, наоборот, высокая гидродинамическая активность приводила к выносу отсюда тонкого пелитового и органогенного материала. Здесь накоплялись более крупнозернистые обломочные осадки (крупные алевриты, пески и т. д.) — будущие вместилища нефти и газа. В ряде случаев, например в Куринском и Венгерском бассейнах, на распределение фаций заметное влияние оказывали и выступы древнего фундамента, расположенные ближе к центральным частям депрессий.

Накопление значительных по мощности мелководных морских и лагунных фаций свидетельствует о том, что прогибание депрессии в общем компенсировалось сносом обломочного материала в них с окружавших обрамлений.

3. Полузамкнутый характер межгорных впадин нередко обусловливал развитие здесь изолированных или имеющих затрудненную связь с открытым морем водоемов. При этом иногда создавались условия для накопления лагунных эвапоритовых фаций (Ферганский бассейн — датский, бухарский и отчасти сузакский века), чаще же, вследствие поступления больших масс пресных вод с окружавших обрамлений, происходило резкое опреснение морских бассейнов с превращением их в озеро-море. Процесс этот весьма четко фиксируется для верхнемиоценовых и плиоценовых бассейнов Куринской, Венгерской и Венской депрессий. Роль опреснения в гидрологическом режиме и палеогеновых бассейнов Ферганы менее ясна, однако результаты палеоэкологических работ последних лет, проводившихся под общим руководством Р. Ф. Геккера, говорят о том, что и здесь временами происходило заметное опреснение морских водоемов.

Таким образом, межгорные депрессии представляли собой области, благоприятствовавшие образованию крупных опресненных водоемов, типа озеро-море. Поскольку миоценовые и плиоценовые фации подобных опресненных бассейнов содержат в Куринской, Венгерской и Венской депрессиях крупные залежи нефти и газа, приходится, в согласии с А. Д. Архангельским, видеть в опреснении морского бассейна один из важных факторов нефтеобразования.

Наряду с благоприятной палеогеографической обстановкой нефтеобразования, в межгорных депрессиях имеется сочетание и структурно-тектонических условий для формирования и предохранения от эпигенетического разрушения месторождений нефти и газа.

Накопление мощных толщ, перекрывающих нефтематеринские свиты, приводит в конечном счете к выжиманию из них диффузно-рассеянной нефти и газа в соседние, вышележащие пласты-коллекторы (вертикальная внутриформационная миграция).

В дальнейшем процессы складчатости, развивавшиеся в одних межгорных впадинах в неогене, в других — в начале антропогена, вывели из первоначально горизонтального положения пласты-коллекторы, в которых началась внутрирезервуарная (боковая) миграция, с локализацией газа и нефти в сводовых частях многочисленных антиклинальных и брахиантиклинальных складок верхнего структурного яруса.

Дифференциальные вертикальные движения неогена и антропогена, отмеченные во всех без исключения рассмотренных нами межгорных де-

прессиях, приводят к накоплению весьма мощной толщи, перекрывающей нефте- и газоносные свиты бассейна и, таким образом, предохраняющей их от размыва.

Таковы те основные выводы, которые можно сделать из сравнительного сопоставления Куринского, Венгерского, Венского и Ферганского нефтеносных бассейнов.

Эти выводы показывают, что межгорные депрессии являются как в палеогеографическом, так и в тектоническом отношении благоприятными областями для развития процессов нефтеобразования и формирования промышленных залежей нефти и газа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал по вещественному (химическому и минералогическому) составу и фациальному анализу отложений верхнего мела и палеогена Ферганы, а также истории геологического развития этой области, в сочетании с вопросами ее нефтеносности, позволяет подвести некоторые итоги и резюмировать основные положения, вытекающие из проделанной работы.

1. Существующие до сих пор стратиграфические схемы верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии обычно основаны на особенностях органических остатков, встречающихся в отложениях, и иногда на петрографических признаках пород, без должной увязки схем стратиграфии с историей геологического, в частности, тектонического развития данной области. Таковы схемы К. П. Калицкого, авторов «Андижанского землетрясения» и О. С. Вялова.

Вместе с тем очевидно, что тектонические движения являются не только одним из основных факторов, контролирующих осадконакопление, но в значительной мере обуславливающие наряду с климатом расселение фауны и флоры в зоне осадконакопления.

Больше того, в некоторых случаях методы биостратиграфии вообще не могут быть успешно применены вследствие отсутствия или скудности органических остатков в осадочных образованиях. Примером этому могут служить мощные «немые» толщи мела Северной Ферганы, до настоящего времени фигурирующие в геологической литературе как «красноцветы», ближе не расчлененные.

В связи с этим нами была предпринята попытка выделить в разрезах верхнего мела и палеогена Ферганы отдельные пачки и сопоставить их между собой в пределах всей депрессии, исходя, с одной стороны, из литологического состава пород и органических остатков, встречающихся в них, с другой — из анализа вертикальных колебательных движений.

Основной предпосылкой для подобного анализа явилось предположение о синхроничности проявления восходящих или, наоборот, нисходящих вертикальных движений на территории всей Ферганской депрессии, как единой структурно-тектонической зоны. Справедливость такого предположения подтверждается сравнительным изучением палеогеновых, фаунистически охарактеризованных отложений Северной и Южной Ферганы, выявляющим согласованность во времени проявления однозначных вертикальных движений. Моменты погружения южноферганской полосы депрессии, фиксируемые фациальными изменениями в разрезе палеогена, соответствуют погружению и североферганской полосы и, наоборот, развитие восходящих движений в одной полосе сопряжено с воздыманием в другой.

2. Анализ вертикальных движений показывает, что эти движения в своем развитии во времени обнаруживают определенную ритмичность, под которой понимается периодическая смена их знака.

Однако подобная смена не есть простое механическое повторение предыдущих положительных или отрицательных движений. Будучи обусловлена необратимым развитием вещества Земли, эта смена знака создает свою, присущую только данному ритму, обстановку седиментации.

В развитии колебательных движений четко устанавливается их неравномерность: периоды пульсирующих, незначительных по площадному охвату и интенсивности, движений сменяются относительно кратковременными, но крупными поднятиями и опусканиями. Последние резко изменяют физико-географические условия не только в Ферганской депрессии, но и в смежных аккумулятивных областях (Южнотаджикская депрессия, Приташкентский район и др.), поэтому они могут быть использованы в целях стратиграфии достаточно крупных регионов, таких, например, как Средняя Азия.

Соответственно масштабам вертикальных движений нами выделяются макро-, мезо- и микроритмы. В пределах каждого ритма, границы между которыми являются изохронными поверхностями, в нижней части его обособляется первый элемент, отвечающий по времени развитию положительных (восходящих) движений, и второй элемент, приуроченный к периодам опускания.

Элементы ритмов имеют различное вещественное выражение, в зависимости от положения ритма в стратиграфическом разрезе, местоположения последнего в исследуемой области и т. д. В тех случаях, когда ритм сложен обломочными породами, первый элемент его обычно представлен более крупно- и грубозернистыми, как правило, известковистыми разностями, сменяющимися относительно тонкоотмученными, чаще не вскипающими от HCl, породами второго элемента. Если ритм состоит из эпиконтинентальных карбонатно-глинистых отложений, то известняки, доломиты и ракушечники обычно слагают первый элемент ритма, а глины — второй. Эвапоритовые фации (ангидрит, гипс и др.) развиты почти всегда в первых элементах ритмов.

Мезо- и кайнозойские образования Ферганской и Южнотаджикской депрессий расчленяются нами на пять макроритмов, обозначенных снизу вверх литерами от А до Д.

Макроритм А охватывает отложения от верхнего триаса до оксфорда включительно, макроритм Б — от кимериджа до сенона, макроритм В — от датского века до среднего олигоцена, Г — от среднего олигоцена до плиоцена и, наконец, макроритм Д включает четвертичные образования.

По существу подобные принципы расчленения верхнемеловых отложений Туркестана были использованы еще А. Д. Архангельским в 1916 г.

3. Границы между выделенными макроритмами соответствуют периодам усиления тектонических движений, их скачкообразному развитию, нередко выражающемуся в образовании здесь отчетливых угловых несогласий.

Эти периоды скачков, рассматриваемые обычно как фазы складчатости, представляют собой лишь качественно различные проявления единого беспрерывно развивающегося тектонического процесса.

В стратиграфическом разрезе мезо- и кайнозоя Средней Азии в настоящее время можно выделить, по крайней мере, следующие, регио-

нально выраженные угловые несогласия: несогласие между мезозоем и палеозоем (нижняя граница макроритма А), между датским ярусом и палеогеном (граница между 1 и 2 элементами макроритма В), между неогеном и четвертичными образованиями (граница макроритмов Г и Д).

Кроме того, имеются ряд достоверных фактов о несогласном залегании меловых отложений на юрских, верхнего мела на нижнем (внутри макроритма Б), бактрийского яруса на массагетском (внутри макроритма Г) и т. д.

В дальнейшем, макроритмы Б и Г будут, вероятно, подразделены каждый на два самостоятельных ритма, руководствуясь прослеживаемыми внутри них угловыми несогласиями.

4. Макроритмы Б и В, которыми охватываются изученные верхнемеловые и палеогеновые отложения Ферганы, удается подразделить на ряд более мелких ритмов, названных нами мезоритмами и прослеживаемых во всех частях депрессии.

Макроритм Б расчленен снизу вверх на мезоритмы «$б_1$», «$б_2$», «$б_3$» и «$б_4$», а макроритм В — на «$в_1$», «$в_2$», «$в_3$», «$в_4$» и «$в_5$». В каждом из них, в свою очередь, выделяются первый и второй элементы ритма.

Ритм «$б_1$» охватывает собой отложения нижнего (?) мела, от муянской свиты до свиты «ляканских известняков» включительно, ритм «$б_2$» — кызылпиляльскую (нижний? мел) свиту, «$б_3$» — калачинскую и экзогировую свиты верхнего мела и «$б_4$» — пески Яловач и пестроцветную свиту верхнего мела.

Ритм «$в_1$» сложен гипсами Гознау (датский ярус) и нижней частью бухарского яруса (палеоцен), ритм «$в_2$» — верхней частью бухарского и нижней — сузакского ярусов (палеоцен), «$в_3$» — верхней частью сузакского и нижней — алайского ярусов (н. эоцен — ср. эоцен), «$в_4$» — верхней частью алайского и туркестанским ярусами (ср. эоцен — верхн. эоцен) и, наконец, «$в_5$» — риштанским, исфаринским, ханабадским и большей частью сумсарского ярусами (верхний эоцен — ср. олигоцен).

Увязка перечисленных мезоритмов между собой по многочисленным разрезам, расположенным в различных частях Ферганы, позволила создать единую для всей депрессии стратиграфическую схему верхнего мела и палеогена, которую мы называем ритмостратиграфической схемой. Применяя такой термин, мы хотим лишь подчеркнуть, что в основу ее построения, наряду с литологическим составом пород и особенностями органических остатков, в них заключенных, положен и анализ вертикальных колебательных движений. Подобный комплексный подход при решении вопросов стратиграфии является наиболее правильным.

До сих пор верхнемеловые и палеогеновые отложения Южной и Восточной Ферганы в ряде случаев трудно сопоставлялись между собой, а меловые образования Северной Ферганы и вовсе не параллелизовались с разрезами остальных площадей депрессии.

Предложенная нами схема ритмостратиграфии дает возможность произвести такую увязку разрезов всех частей депрессии. Больше того, анализ ритмичности позволяет выяснить и ряд вопросов, связанных со структурным планом и тектоническим режимом отдельных участков Ферганской депрессии. Так, например, Восточная Фергана (Наукат, Гульча, Кочкарата, Каракульджа) и Прикураминская полоса вырисовываются как зоны, отличные по своему тектоническому режиму от остальных частей данной области.

Если во время накопления осадков ритма «$б_3$» здесь еще обнаруживается много общего с другими участками депрессии, то, начиная уже

с формирования ритма «$б_4$», намечаются существенные различия. Сущность последних вкратце сводится к тому, что и Восточная Фергана и Прикураминская полоса становятся участками с превалировавшими тенденциями поднятия, улавливаемыми сокращением общей мощности накапливавшихся отложений.

Разрастание обрамлений депрессии (Туркестано-Алайский остров и Кураминский полуостров) в ее сторону и обусловило то резкое сокращение мощностей и неполноту стратиграфического разреза, размыв и развитие стратиграфических несогласий, которые характерны для этих зон и обособляют их от остальных частей депрессии.

5. Схема ритмостратиграфии позволяет внести подчас существенные коррективы в определение возраста отдельных свит разреза, в сопоставлении их между собой и, наконец, при установлении ареалов распространения горизонтов, представляющих большой интерес для поисков нефти.

Так, например, карбонатная пачка алайского яруса стратиграфическим несогласием делится на два горизонта, входящие в различные ритмы седиментации. Поэтому сопоставление карбонатной пачки алайского яруса различных разрезов можно проводить только при обязательном учете этого явления.

В одном типе разрезов — Майлису, Чангырташ, Сох, Исфара, Палванташ, Андижан, Южный Аламышик — присутствуют оба карбонатных горизонта пачки, разделенные, как правило, упомянутым несогласием, и в этом случае параллелизация, скажем, нижних горизонтов Чангырташа и Исфары не вызывает сомнений.

Во втором, неполном типе разрезов, куда включаются Варзык, Шайдан, Нарын, Абшир, Наукат, Кан, Ташрават, развит лишь один из этих горизонтов — верхний или нижний. Поэтому их биостратиграфическое сопоставление, исходя из наличия в них общих устричных форм (Ostrea turkestanensis Rom.) в данном случае ошибочно.

Наиболее ясно эта ошибка выступает при корреляции двух соседних разрезов — Канского и Абширского. В первом из них представлен лишь нижний из карбонатных горизонтов, а во втором — верхний.

Анализ ритмичности осадкообразования позволил внести коррективы и в такие вопросы, как трактовка разреза Ташравата и границ распространения сулюктинских песков на востоке депрессии.

В отношении первого из них доказано отсутствие отложений сузакского и нижней части алайского ярусов на Ташравате; прослежено развитие в южноферганской полосе сулюктинских песков и покрывающего их «рыбного горизонта» на востоке, по крайней мере, до меридиана Палванташа.

6. Сопоставление ритмо- и биостратиграфической схем подразделения меловых и палеогеновых отложений показывает, что в одних случаях границы ритмов совпадают с возрастными единицами, выделенными О. С. Вяловым, в других такого совпадения нет.

Наиболее полное совпадение отмечается для кровли ритма «$в_4$», которая во всех разрезах соответствует границе между туркестанским и риштанским ярусами, и для подошвы ритма «$в_1$», отвечающей границе между датским и сенонским ярусами.

Предлагаемая схема ритмостратиграфии верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии является первой попыткой в этом направлении и как таковая, естественно, не свободна от ряда спорных положений и, может быть, даже неточностей. Однако при всех коррективах, которые в дальнейшем, возможно, будут внесены в выработанную нами схему

ритмостратиграфии, принципиальная ее основа, как нам представляется, сохранит свое значение.

Подобный вывод мы позволили себе сделать, исходя из того, что при разработке данной схемы стратиграфии, наряду с использованием биостратиграфических данных и сведений по литологическому составу пород, были учтены характер и особенности тектонических движений, которыми контролировались процессы седиментации.

7. Для верхнемеловой эпохи в пределах Ферганской депрессии можно выделить, исходя из особенностей минералогического состава изученных пород, три области: южноферганскую, восточноферганскую и северо-ферганскую. Ассоциация кластических минералов в каждой из этих областей тесно связана с петрографическим составом пород питающих провинций.

Для южноферганской области такой провинцией является Туркестанский хребет, для восточноферганской — Алайский и Ферганский хребты, для северо-ферганской — Чаткальский хребет.

Верхнемеловые отложения южноферганской области характеризуются следующими кластическими минералами: рутилом, ставролитом, топазом, андалузитом и эпидотом. Не менее характерно наличие здесь таких аутигенных образований, как доломит, барит, гипс и местами (Исфара) целестин. Распределение по вертикали доломита, барита, целестина и гипса обнаруживает определенную закономерность, выражающуюся в последовательной смене (снизу вверх) доломита баритом и целестином, которые, в свою очередь, замещаются гипсом. Такое распределение аутигенных минералов обусловлено все возраставшей концентрацией солей в водах бассейна, начиная со времени накопления отложений экзогировой свиты до датского века включительно.

Значения коэффициента окисленности рудных минералов, т. е. отношения суммы лимонита и гематита, содержащихся в породе, к сумме ильменита и магнетита, — по вертикали также обнаруживают определенную, выдерживающуюся повсюду закономерность. Первым элементам ритмов всегда соответствуют максимумы, а вторым — минимумы на кривой «коэффициента окисленности». Эти данные хорошо согласуются, с одной стороны, с тем, что первые элементы ритмов, формировавшиеся на фоне восходящих движений, обычно слагаются окислительными фациями, а вторые — восстановительными; с другой — подтверждают произведенное выделение элементов ритмов.

Исходя из состава характерных кластических минералов верхнемеловых отложений южноферганской области, ее можно выделить под названием эпидот-рутил-топаз-ставролитовой терригенно-минералогической провинции. Восточная граница провинции проходит приблизительно в районе Абшира.

Минералогический состав верхнемеловых отложений Восточной Ферганы в настоящее время не может быть сколько-нибудь полно охарактеризован, так как здесь детально изучен лишь один разрез (Чангырташский). Судя по имеющимся данным, наиболее характерными и постоянными минералами верхнемеловых свит Чангырташа являются рутил, хлорит, биотит и мусковит; нередко встречается и сфен.

Восточную Фергану мы, пока условно, выделяем в рутил-хлоритовую терригенно-минералогическую провинцию. Такие минералы, как биотит и мусковит, наряду с рутилом и хлоритом, являются почти постоянными компонентами пород.

Некоторые наводящие указания о границах провинции на северо-востоке дают особенности минералогического состава отложений верхнеферганского подотдела палеогена. Примерно на меридиане Майлису в составе названных отложений намечаются существенные изменения, все более четко проявляющиеся по мере продвижения от Майлису к Варзыку. Это дает основание считать северо-западной границей рассматриваемой провинции район Майлису.

Для верхнемеловых отложений Восточной Ферганы остаются в силе все выводы, сформулированные для предыдущей области в отношении закономерности распределения по элементам ритмов значений коэффициента окисленности рудных минералов.

8. В южноферганской полосе переход от верхнемеловых отложений к палеогеновым в целом сопровождается довольно заметным изменением минералогического состава пород. Рутил, ставролит, топаз, андалузит, широко развитые в верхнемеловых свитах, в палеогеновых, — за редким исключением (ставролит, рутил), отсутствуют. Это позволяет перечисленные минералы принять, во-первых, в качестве корреляционных при параллелизации верхнемеловых образований южноферганской полосы, во-вторых, руководствуясь ими, отделять отложения верхнего мела от палеогена.

Используя локализацию в определенных секциях разреза характерных кластических (сфен, эпидот, топаз, андалузит и др.) и аутигенных (доломит, барит, глауконит, гипс, целестин и др.) минералов, как показали исследования А. М. Акрамходжаева и А. Г. Бабаева, можно произвести и более дробную стратификацию верхнемеловых отложений южноферганской полосы.

9. Среди песчано-алевритовых образований палеогена наиболее детально был изучен минералогический состав горизонтов риштанского и сумсарского ярусов, являющихся коллекторами нефти во многих месторождениях Ферганы.

В южноферганской полосе, на участке Ташрават — Риштан, изменение фракционного состава обломочного материала пород риштанского яруса и его соотношения с карбонатами в направлении с запада на восток подчинено вполне определенным закономерностям.

В ташраватском разрезе псаммитовый материал резко подчинен карбонатам, развитым здесь в органогенно-известняковой фации, с небольшой примесью терригенных включений. Даже отдельные прослои собственно обломочных пород обычно по своему составу не выходят за пределы глинистых алевритов, с формулой 064.

К востоку от Ташравата, уже в районе Исфары, соотношение карбонатов и обломочных пород в разрезе меняется в сторону увеличения последних, общая формула механического состава которых—226.

Еще далее на восток, в Риштане, синхроничные аналоги этих отложений представлены исключительно мелкозернистыми песками с общей формулой 244, а для крайнего восточного участка (нефтепромысел Яркутан) — 622.

Эти данные позволяют для первой половины риштанского века в южноферганской полосе, на участке Ташрават — Риштан, установить мелководную морскую риштанскую зону на востоке и относительно глубоководную — ташраватскую — на западе.

Во время накопления на участке Ташрават — Риштан обломочных и органогенно-известковых осадков низов риштанского яруса на востоке, в Чангырташе происходил размыв.

В отношении акцессорных минералов тяжелой фракции все три изученные разреза южной полосы (Ташрават, Исфара и Риштан) обнаруживают сходство; наоборот, содержание сингенетических компонентов (глауконит, коллофанит, целестин, гипс и др.) подвержено здесь значительным колебаниям.

Тесно связанные с фациальной обстановкой зоны седиментации, сингенетические минералы обнаруживают также определенную закономерность в своем распространении с востока на запад.

В Риштанском разрезе из сингенетических минералов встречаются в значительных количествах коллофанит, иногда гипс; глауконит отмечен в единичных зернах только в одном образце, и практически его можно считать отсутствующим в данном разрезе.

Группа сингенетических минералов исфаринского разреза выражена полнее; среди них отмечаются глауконит, коллофанит, иногда целестин.

Из сингенетических образований ташраватского разреза необходимо упомянуть глауконит и доломит; фосфаты, в частности коллофанит, здесь отсутствуют.

Сходство кластических минералов пород риштанского яруса позволяет объединить изученные разрезы южноферганской полосы в одну терригенно-минералогическую провинцию, которая в целом может быть охарактеризована как амфибол-турмалиновая терригенно-минералогическая провинция. При этом в ее западной части (Ташрават) намечается несколько отличная по составу мусковит-амфиболовая подпровинция.

10. Фракционный состав песчано-алевритовых отложений сумсарского яруса (горизонт «ч») в пределах депрессии подвержен частым изменениям. Однако, несколько обобщая гранулометрический состав пород путем применения средневзвешенных формул по разрезу в целом, удается установить определенную закономерность в площадном распределении обломочного материала по крупности. Закономерность эта выражается в увеличении крупности фракций по мере продвижения к востоку и к западу от участка Исфара — Риштан.

Так, в районе Исфары верхняя часть сумсарского яруса представлена морскими терригенными отложениями с формулой 433; в районе нефтепромысла КИМ они характеризуются формулой 523; еще далее на запад, в районе Сельрохо — 721; наконец, в районе Ташравата морские аналоги их отсутствуют, по-видимому, замещаясь континентальными образованиями.

К востоку от Исфары, в Риштане состав их определяется еще формулой 433, но далее, в районе нефтепромысла Яркутан — 811. В Чангырташе, крайнем восточном пункте, где изучались рассматриваемые пачки, морские осадки сменяются континентальными, прослеживаемыми и в северных (Майлису, Варзык) разрезах. Для Варзыка характерно появление грубообломочного материала, до галек размером 30—40 *мм* в диаметре.

Таким образом, Ташрават и значительные площади Северной и Восточной Ферганы во время накопления отложений горизонта «ч» представляли собой сушу, выступавшую из-под зеркала вод сумсарского водоема. Для сумсарского яруса характерно появление ряда новых минералов, отсутствовавших или встречавшихся очень редко в разрезах риштанского яруса; сюда в первую очередь относятся: эпидот, мусковит, барит, хлорит; содержание коллофанита и глауконита заметно возрастает по сравнению с отложениями риштанского яруса.

Пытаясь установить моменты смены минералогического состава пород верхнеферганского подотдела палеогена, мы подвергли исследованию ряд образцов из отложений ханабадского яруса различных разрезов, которое показало, что по минералогическому составу они тождественны с вышележащими отложениями сумсарского яруса.

Сходство минералогического состава пород ханабадского и сумсарского ярусов указывает, что отмечавшаяся смена минералогической ассоциации по вертикали произошла на рубеже исфаринского и ханабадского веков, в чем нельзя не согласиться с В. Б. Татарским. Эта смена была вызвана изменением превалировавшего знака вертикальных движений, имевших место до (отрицательные) и после (положительные) исфаринского века.

Подобное изменение нарушало установившиеся условия денудации в обрамлениях депрессии и физико-географическую обстановку в зоне осадконакопления.

Ассоциация минералов тяжелой фракции пород сумсарского яруса и их распределение по площади позволяют разделить изученные районы на три различные группы: 1) южная (Исфара — Риштан), 2) северо-восточная (Чангырташ — Майлису) и 3) северная (Варзык).

Южная группа объединяется в состав циркон-эпидотовой терригенно-минералогической провинции с сингенетическим баритом, в которой глауконит и коллофанит играют существенную роль, а рудные компоненты представлены немагнитными — лимонитом и гематитом.

Северо-восточная группа образует мусковит-ильменитовую терригенно-минералогическую провинцию.

Северная группа (Варзык) отличается преобладанием в тяжелой фракции пород рудных минералов (магнетит, ильменит и лимонит), количество которых обычно составляет 80—85% фракции.

По сравнению с южной и северо-восточной группами, в северной барит отсутствует. Не менее характерно отсутствие также такого распространенного минерала, как турмалин.

Северную провинцию в настоящее время нельзя охарактеризовать достаточно полно по минералогическим признакам; мы, пока условно, выделяем ее под названием ильменит-магнетитовой терригенно-минералогической провинции, имея в виду, что последующие детальные петрографические работы должны уточнить минералогические особенности северо-ферганской полосы.

11. Изученные отложения верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии сложены карбонатными (органогенными и хемогенными), сульфатными, глинистыми и собственно обломочными фациями. Последние представлены последовательным рядом от конгломератов до пелитов включительно.

Поскольку органогенные карбонатные фации явились предметом детальных исследований Р. Ф. Геккера, А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской, то главное внимание автора было направлено на изучение в основном хемогенных карбонатных фаций.

По вещественному составу они четко подразделяются на подгруппы известняковых и доломитовых пород.

12. Несмотря на многочисленные исследования доломитов, вопросы их генезиса и вещественного состава остаются до настоящего времени предметом дискуссий.

В нефтяной практике вопрос о происхождении доломитов, помимо теоретического интереса, приобретает и большую практическую значи-

мость, так как доломиты нередко являются коллекторами нефти в месторождениях ряда провинций (Средняя Азия, районы «Второго Баку», Пермский бассейн США и др.).

Нашими работами не удалось выявить какой-либо зависимости между аккумуляцией нефти и степенью «доломитизации» известняков. Нефть в месторождениях Ферганы и Южнотаджикской депрессии в равной мере встречается как в доломитах, так и в известняках.

Точно так же не увенчались успехом попытки установить связь между степенью «доломитизации» карбонатов и величиной их пористости.

Таким образом, основные доказательства сторонников гидрохимического (вторичного) образования доломитов, на примерах месторождений Ферганы и Южнотаджикской депрессии не подтверждаются.

13. Среди описанных доломитов Ферганской, Южнотаджикской и Приташкентской депрессий по вещественному составу и особенностям генезиса выделяются различные фациальные подтипы, обозначенные нами индексами — II-а, II-б и II-в.

Связь доломитов всех без исключения подтипов с определенными частями стратиграфического разреза, многократное чередование с пластами нормальных (недоломитовых) известняков, большое распространение по площади и, наконец, отсутствие переходных разностей между известняками и доломитами, дают основание рассматривать их главным образом как первичные образования.

Для доломитов подтипа II-в, наряду с перечисленными признаками, характерна заметная огипсованность пород, отсутствие в них терригенных включений и строго выдержанное молекулярное отношение $CaCO_3$: $MgCO_3$, колеблющееся в узких пределах (от 1 до 1,10).

Все это дает основание рассматривать доломиты подтипа II-в как первичные, формировавшиеся в условиях осолонявшихся лагун Ферганы и Южнотаджикской депрессии. Такой вывод подкрепляется и «карликовым» характером фауны корбулид, иногда встречающейся в доломитах данного фациального подтипа.

Существенно иначе вырисовывается обстановка накопления доломитов подтипа II-б, обогащенных терригенным материалом и не обнаруживающих следов огипсованности. Эти особенности вещественного состава указывают на тесную связь между моментами значительного опреснения прибрежных участков морских водоемов и образованием доломитов подтипа II-б. В данном случае формирование доломита шло, вероятно, благодаря взаимодействию $Ca(HCO_3)_2$ пресных континентальных вод с магниевыми солями вод лагуны. Поэтому нет оснований отрицать, как это делает В. Б. Татарский, возможности образования таким путем некоторых разностей доломитов.

Пользуясь молекулярным отношением $CaCO_3 : MgCO_3$, среди доломитов подтипа II-б можно выделить первичные и диагенетические доломиты. Для первых из них отношение $CaCO_3 : MgCO_3$ равно или близко к единице, для вторых — оно колеблется от 1,26 до 2,70.

Описываемые доломиты местами содержат остатки устриц; иногда в разрезах они чередуются с ракушечниками, пластами оолитовых и водорослевых известняков или переходят в них в горизонтальном направлении. Подобные соотношения свидетельствуют о мелководном характере зоны накопления доломитов подтипа II-б.

Доломиты подтипа II-а по составу и условиям образования занимают как бы промежуточное положение между предыдущими подтипами. В них нет ни сколько-нибудь заметных следов огипсованности, ни сущест-

венных примесей обломочного материала. Области осадконакопления подобных доломитов представляли собой, по-видимому, мелководную зону, свободно сообщавшуюся с открытым морем, в которую привнос терригенного материала с достаточно выравненной суши практически отсутствовал.

Молекулярное отношение $CaCO_3 : MgCO_3$ в доломитах подтипа II-а колеблется в довольно узких пределах, от 1 до 1,15, что указывает на их первичное происхождение.

14. В группе хемогенных известняков обособляются два фациальных подтипа. Первый из них, подтип I-а, по условиям своего образования ближе всего стоит к доломитам подтипа II-а. Формирование этих известняков шло также в теплом мелководном морском бассейне, имеющем достаточно свободную связь с открытым морем. Но в отличие от зоны накопления названных доломитов, во время садки известкового ила щелочной резерв вод был, видимо, значительно ниже.

Некоторое повышение щелочного резерва можно предполагать во время образования известняков, обогащенных терригенным материалом (подтип I-б), однако, оно было недостаточным для выпадения $CaMg(CO_3)_2$ в осадок или фиксации на дне водоема основных солей магния, которые могли бы привести к развитию диагенетических доломитов.

15. Сульфатные фации верхнего мела и палеогена представлены первичными ангидритами и гипсами, являющимися, как правило, результатом гидратации ангидрита в поверхностной зоне. Садка ангидрита связана с моментами максимальной изоляции ферганского водоема от участков открытого моря (датский век, согдийское время и, отчасти, сумсарский век). Это обстоятельство, в сочетании с незначительным поступлением пресных вод с пенепленизированных обрамлений депрессии, в условиях аридного климата, обусловили концентрацию солей в водах выпаривающейся лагуны и выпадение ангидрита в осадок.

16. Глинистые фации четко подразделяются на две подгруппы — отложения с первичной гидроморфной (голубой, зеленой, синевато-зеленой и др.) окраской, формировавшиеся в восстановительных условиях, и образования окислительной зоны с первичной аэроморфной (красной, кирпично-красной, охристой и т. д.) окраской.

Роль железа в качестве хроматора глинистых пород различна. В тех случаях, когда оно находится в виде свободных окислов и гидроокислов, аэроморфная окраска глин всецело зависит от этих соединений. В случае же зеркального сопряжения Al_2O_3 и Fe_2O_3, т. е. при изоморфном замещении алюминия железом в кристаллической решетке глинистых минералов, основное значение в формировании гидроморфной окраски имеют, по-видимому, примеси таких элементов, как Cr, Ni, Co, Cu и др.

Особенности вещественного состава, в частности наличие или, наоборот, отсутствие в глинах таких сингенетических компонентов, как гипс, кальцит и доломит, а также характер биоценозов в них позволяют среди упомянутых подгрупп наметить различные фациальные подтипы.

В подгруппе глин с гидроморфной окраской выделяются подтипы «а», «б», «в», «г» и «д», а в подгруппе аэроморфных — подтипы «е», «ж» и «з».

Подтип «а» сложен плотными, крепкими светло-бурыми, не вскипающими от HCl, кремнистыми глинами исфаринского яруса. Химические анализы показывают повышенное содержание в них FeO и органического вещества при минимальных значениях, а часто при полном отсутствии в глинах соединений марганца.

Осаждение и последующее разложение в восстановительных условиях органического вещества на дне моря исфаринского века благоприятствовали установлению щелочной реакции в иловых и придонных водах. Это в сочетании с небольшой концентрацией солей (NaCl, $MgCl_2$ и др.) в водоеме исключало возможности химической осадки $CaCO_3$ и сохранения известковых раковин фауны. Отсюда становится понятным присутствие в глинах подтипа «а» только остатков радиолярий и фораминифер с агглютинированной раковиной.

Зеленые и ярко-зеленые (фисташковые) глины подтипа «в» в генетическом отношении довольно близки к только что рассмотренным, за исключением отсутствия в них радиолярий и вообще каких-либо признаков окремнения. В составе пород здесь также нет кальцита химического происхождения, первичных сульфатов и органических остатков, имеющих известковую раковину. Приурочены они преимущественно к ханабадскому ярусу палеогена.

Развитие фациальных подтипов «а» и «в» связано с моментами максимальной трансгрессии моря в пределы Ферганы, когда устанавливалась свободная связь Ферганского бассейна с отрытым морем.

Однако газовый режим бассейна не оставался постоянным во времени. Иногда в придонную зону начинал поступать из верхних слоев воды свободный кислород, необходимый для расселения бентоса. Бентонные формы, в свою очередь, создавали дефицит O_2 в иловых водах.

Примерно так представляются условия образования синевато-зеленых, известковистых глин (подтип «г»), содержащих бентонную фауну.

Некоторая изоляция Ферганского моря приводила к накоплению голубых и синевато-зеленых глин подтипа «б», в составе которых появляются доломит и минералы железистых глин.

Дальнейшее обособление ферганского водоема от участков открытого моря, вследствие проявления восходящих вертикальных движений, сопровождалось образованием синевато-зеленых, голубых, не вскипающих от HCl, сильно огипсованных глин подтипа «д» — отложений выпаривающейся лагуны.

В сходных условиях формировались охристо-красные, не вскипающие от HCl, сильно огипсованные глины (подтип «з»), если не считать более высокой гидродинамической активности зоны осадконакопления, обеспечивавшей в этом случае поступление свободного кислорода в иловые воды.

Генезис глин подтипа «ж», представленных охристо-красными, кирпично-красными, не вскипающими от HCl, обычно «немыми» разностями, приходится связывать с самыми начальными стадиями отшнурования лагун, так как в них еще не обнаруживается первичных сульфатов. Основанием к предположению о некоторой изоляции бассейна служат находки в этих глинах сингенетического доломита.

Красные и красновато-бурые известковистые глины подтипа «е» являются, в известной мере, аналогами подтипа «г», за исключением того, что в геохимическом отношении — это фации окислительной зоны.

Несколько специфичны условия образования диатомовых опок и бентонитов Ферганы. Первые из них формировались в прибрежной мелководной полосе сузакского моря северо-западной части депрессии, в местах впадения речных потоков в море, а вторые — представляют собой результат гальмиролитического перерождения пирокластического материала на дне алайского моря.

17. В группе собственно обломочных фаций выделяются морские (эпиконтинентальные), лагунные и континентальные образования.

Первые из них сложены преимущественно светло-зелеными, обычно известковистыми песчано-алевритовыми отложениями, приуроченными главным образом к верхней части сумсарского яруса и к экзогировой свите. Наиболее характерно наличие в них темно-зеленых зерен глауконита, нередко в ассоциации с коллофанитом. Эти особенности состава позволяют рассматривать данный фациальный подтип как отложения верхней части шельфа, отличавшейся неустойчивостью геохимических условий в отношении чН.

Моменты господства окислительных условий в придонных и иловых водах мелководного моря сопровождались накоплением алевритовых и песчаных осадков, имеющих первичную аэроморфную окраску.

Изоляция Ферганского бассейна от участков открытого моря фиксировалась накоплением в нем песчано-алевритовых осадков, обогащенных сингенетическим доломитом, целестином, ангидритом и иногда флюоритом.

С обстановкой выпаривающейся лагуны хорошо согласуются факты отсутствия каких-либо органических остатков в породах этого подтипа, их пестроцветная окраска и исчезновение кальцита в составе цемента обломочных пород, вместо которого появляются доломит, а в более поздние стадии осолонения — ангидрит и гипс.

Крупные восходящие вертикальные движения временами выводили из-под зеркала морских вод отдельные, краевые участки Ферганской депрессии. В частных понижениях рельефа приподнятых участков накоплялись континентальные, главным образом обломочные, отложения. Среди последних, судя по их составу, характеру косой слоистости и другим текстурным признакам, могут быть выделены аллювиальные накопления, осадки периодических потоков и пресноводные озерные образования.

В разрезах верхнего мела и палеогена Ферганы, особенно в Северной Фергане, нередко наблюдается чередование эпиконтинентальных, лагунных и континентальных отложений, свидетельствующее о многократном проявлении различных по знаку вертикальных движений в пределах депрессии и ее обрамлений.

18. В пределах Западного Тянь-Шаня и Туранской низменности в послепалеозойское время четко обособляются достаточно консолидированные участки, характеризующиеся чехлом мезо- и кайнозойских эпиконтинентальных и континентальных, обычно слабо дислоцированных, отложений, покрывающих палеозойские образования.

К таким участкам относятся Каракумское плато, Кочкорская и Ферганская межгорные впадины. В последних двух, начиная только с неогена, вследствие развития в это время в Тянь-Шане крупных по амплитуде вертикальных перемещений, происходит накопление сравнительно мощных (1,5—3,0 *км*) подгорных континентальных формаций—моласс.

Наряду с этим на территории современной Средней Азии и прилегающих к ней районов Ирана намечается мобильная зона, охватывающая Восточный Иран и Копет-Даг. Большие мощности осадочных образований, достигающие здесь 12 и даже 23 *км* (Восточный Иран), преимущественное развитие среди них морских песчано-сланцевых толщ, перемежающихся с эффузивами и их туфами (Восточный Иран), позволяют рассматривать эту зону как типичную геосинклинальную область, входившую в состав северной ветви Тетиса.

Менее ясно структурное положение Южнотаджикской депрессии. Располагаясь между мобильной зоной юга и платформенными участка-

ми севера, она несет в себе, как нам кажется, все существенные признаки переходной зоны.

Так, сопоставляя общую мощность послепалеозойских осадочных отложений Южнотаджикской депрессии (10—11 *км*) и соседних с ней площадей (Копет-Даг, Предкопетдагская депрессия), нетрудно видеть, что по этому признаку она стоит ближе к мобильным зонам юга.

Наоборот, состав и фациальные особенности развитых здесь эпиконтинентальных пород весьма близки к наплатформенным формациям Ферганской депрессии, Приташкентского района и Каракумского плато.

По мере продвижения от Кочкорской впадины на юго-запад, в Ферганскую и Южнотаджикскую депрессии и далее, в районы Копет-Дага и Восточного Ирана, наблюдается постепенное «одревнение» наиболее низких секций стратиграфического разреза мезо- и кайнозоя, сложенных морскими фациями.

Подобные соотношения служат неоспоримым доказательством того, что общее направление послепалеозойских трансгрессий было с юго-запада на северо-восток.

Горные сооружения Туркестано-Алайской системы являются важным структурным элементом Средней Азии, отделяющим северные, эпигерцинские платформенные участки, в том числе и Ферганскую депрессию, от южных мобильных зон.

Таким образом, непосредственно интересующие нас верхнемеловые и палеогеновые отложения Ферганы представляют собой наплатформенные образования.

19. Анализ палеогеографической обстановки времени накопления осадков экзогировой свиты приводит к заключению о благоприятных условиях, существовавших в это время в центральных участках ферганского моря, для накопления и последующего превращения исходного для нефти органического вещества.

Такие благоприятные условия временами устанавливались и на остальной, большей части Ферганского бассейна, за исключением прибрежных участков развития красноцветных «немых» кластолитов.

Длительное опускание, сопровождавшее накопление осадков экзогировой свиты, и поступление органического материала в Ферганский бассейн с суши явились важнейшими элементами, определившими условия осадкообразования.

Существенные изменения в условиях седиментации, обусловленные проявлением восходящих движений, наступают в начале формирования свиты Яловач.

Ферганский бассейн теряет на западе связь с Приташкентским и превращается в залив, сообщающийся с открытым морем лишь узким проливом на юго-востоке.

Ферганский залив становится областью накопления красноцветных, преимущественно крупнообломочных образований. Повсеместная смена по вертикали гидроморфных отложений экзогировой свиты аэроморфными связана с установлением в это время окислительной обстановки в придонных участках мелководного залива.

Таким образом, физико-географические и геохимические условия, господствовавшие в Ферганском бассейне во время накопления осадков свиты Яловач, не благоприятствовали скоплению нефтематеринской органики, за исключением, возможно, центральной части депрессии, где условия эти могли быть более благоприятными.

Однако такое заключение отнюдь не исключает возможности нахож-

дения в свите Яловач, породы которой являются хорошими коллекторами, скоплений вторичных залежей нефти.

Во время накопления осадков второго элемента ритма «$б_4$», в частности в маастрихтский век, Ферганская депрессия и ее обрамления, вследствие развития отрицательных по знаку вертикальных движений, вновь становятся областью превалировавших опусканий.

Ферганский бассейн получает свободную связь на западе с приташкентским и на юго-востоке — с таджикским морями.

Вся Западная Фергана превращается в область морского мелководья, усложненного островными поднятиями, в которой шло накопление красноцветных обломочных осадков. Последние отмечаются и в остальных периферических частях водоема.

Большая гидродинамическая активность, существовавшая в этих зонах, обусловила поступление свободного кислорода в иловые воды и вынос органического и тонкоизмельченного пелитового материала из области седиментации. Вынос органического вещества приводит к дальнейшему повышению окислительно-восстановительного потенциала среды.

Естественно, что подобные геохимические условия не благоприятствовали накоплению и сохранению в осадках исходного для нефти органического вещества.

Однако в большей части Ферганского водоема — в его юго-восточных и главным образом центральных участках — в это время происходила аккумуляция тонкоотмученных глинистых и карбонатных илов.

Некоторое увеличение глубины моря по мере продвижения от его периферии к центру, согласованное с этим уменьшение привноса обломочного и особенно крупнообломочного материала, при общем ослаблении гидродинамической активности среды, приводило часто к установлению восстановительных условий.

Следовательно, на значительном отрезке времени накопления осадков второго элемента ритма «$б_4$» в Центральной и Юго-восточной Фергане существовали благоприятные условия для нефтеобразования. Наличие бентонной фауны в карбонатах радиолитового горизонта не противоречит такому выводу, если иметь в виду различия, обычно существующие в геохимических условиях в иловых и придонных водах.

20. Анализ палеогеновой истории Ферганской депрессии и ее обрамлений показывает, что максимальные прогибания, благоприятствовавшие процессам нефтеобразования, были приурочены ко времени формирования отложений нижней половины верхнеферганского и нижнеферганского подотделов, в частности алайского и туркестанского ярусов. Именно в это время, благодаря трансгрессии, охватившей значительные территории Средней Азии, Ферганский бассейн намного расширяет свои границы.

Одновременно с этим исчезает и та фациальная пестрота, которая характерна для отложений бухарского и сузакского веков. Ферганский водоем превращается в область накопления почти исключительно карбонатных осадков, чередующихся с зелеными и серыми тонкоотмученными глинистыми отложениями. Поэтому становится понятным и закономерным факт приуроченности максимальных ареалов нефтеносности в Фергане к продуктивным горизонтам алайского и туркестанского ярусов.

Благоприятные условия для нефтеобразования эпизодически существовали на различных участках Ферганской депрессии и в другие отрезки палеогеновой эпохи, в частности, в бухарский, риштанский и сумсарский века.

21. Представление, согласно которому верхний мел и палеоген Ферганы в тектоническом отношении являются «спокойными» эпохами, нуждается в определенных коррективах.

Прослеживая шаг за шагом историю развития Ферганской депрессии в верхнемеловую и палеогеновую эпохи, мы неоднократно убеждаемся, что характерной особенностью этого времени было проявление многочисленных, ритмически чередующихся по знаку вертикальных движений, контролировавших общий ход осадкообразования.

Из них наиболее крупные по своей амплитуде и площадному охвату отмечается и за пределами Ферганы, в соседних областях Средней Азии. Вертикальные движения такого масштаба вызывали не только фациальную смену накапливавшихся осадков, но обусловливали выпадение из стратиграфического разреза отдельных свит, размыв подстилающих отложений и даже развитие угловых несогласий.

Так, восходящие движения датского века вызвали повсеместно в Средней Азии резкую фациальную смену осадков, привели к накоплению регрессивной серии, нередко хемогенных отложений, а также к размыву и местами к угловому несогласию. (Северная Фергана, Приташкентский район, Южнотаджикская депрессия).

В начале риштанского века аналогичные по знаку движения вызвали значительное сокращение моря, вследствие чего отложения достоверно нижнериштанского времени неизвестны в Приташкентском районе, в Бухарской депрессии, Бадхызе и Ашхабадском районе.

Море отступило в это время также и в Ферганской депрессии — ее восточная и юго-восточная части выходят из-под зеркала вод нижнериштанского моря-залива, образуя сушу, разделявшую Южнотаджикскую и Ферганскую аккумулятивные области; освобождаются от водного покрова многие северные и северо-западные участки депрессии.

Сказанное позволяет в значительной мере уяснить, почему промышленно-нефтеносные поля IV пласта нередко чередуются с малопроизводительными или с непродуктивными площадями, а также найти удовлетворительное объяснение отсутствию этого пласта в Восточной и Юго-восточной Фергане.

22. *Сопоставление изопахических схем палеогена и верхнего мела* выявляет общность плана распределения мощностей пород. Общность эта выражается, с одной стороны, в том, что в обоих случаях максимальные мощности пород приурочены к центру депрессии, с другой — в том, что Западная и Юго-восточная Фергана, по сравнению с другими участками, вырисовываются как области значительно меньших прогибаний.

Однако такое сопоставление обнаруживает между ними и различия. Так, общая мощность палеогеновых пород равна 500 *м*, а верхнемеловых — 800 *м*, что свидетельствует о большем прогибе депрессии в верхнемеловую эпоху. Кроме того, на изопахической схеме палеогена уже не наблюдается сгущения изопахит в северной и северо-восточной периферических частях депрессии, создающего асимметричное расположение линий равных мощностей, характерное для верхнего мела.

Более интенсивное опускание Северо-восточной Ферганы в верхнемеловую эпоху, очевидно, прекращается в палеогене и становится по масштабам соразмерным (равным) опусканию других участков депрессии. Больше того, суммарная мощность палеогеновых отложений Северной Ферганы даже несколько меньше Южной.

23. Применительно к Ферганской депрессии предложено очень много концепций генезиса ее нефтяных месторождений, в той или иной мере аргументированных.

В основу первой гипотезы об условиях залегания ферганской нефти была положена идея вертикальной миграции нефти снизу вверх по тектоническим трещинам, высказанная в 1898 г. Г. Леоновым, а в дальнейшем Д. В. Голубятниковым (1907 г.), В. Д. Соколовым (1908 г.) и др.

Вскоре после этого, начиная с 1911 г., К. П. Калицкий в серии публикаций выступает против идеи миграции нефти, сформулировав при этом основные положения своих представлений о первичном залегании нефти в месторождениях Ферганы.

Практическими работами последних лет, на примере Ферганской депрессии доказана полная несостоятельность концепции in situ К. П. Калицкого. Промышленные залежи нефти и газа выявлены не только в отложениях нижнего палеогена, но и в меловых свитах.

Примерно с 1930 г. идея о вертикальной миграции нефти в месторождениях Средней Азии, в том числе и Ферганы, вновь начинает поддерживаться рядом исследователей, в частности В. Б. Порфирьевым, связывающим очаги нефтеобразования с гомогенными органическими массами рэт-лейасового возраста.

В решении вопроса генезиса нефти и условий формирования ее промышленных скоплений важное значение имеют закономерности в изменении удельных весов нефтей в пространстве.

Проведенный нами в этом плане анализ имеющегося фактического материала не выявил закономерного изменения удельного веса нефтей по вертикали в месторождениях Ферганы. Наоборот, нефти одного и того же стратиграфического горизонта в пределах всей депрессии обнаруживают большее сходство.

По направлению с запада на восток удельный вес нефтей всех горизонтов уменьшается, что, вероятно, следует объяснить изменением в этом направлении состава и условий захоронения исходной органики.

Уменьшение удельных весов нефти к востоку, повышение суммарных выходов светлых фракций и общее улучшение их качества в этом направлении позволяют считать месторождения Восточной Ферганы по этому признаку более ценными, чем Западной.

Фактический материал по месторождениям Апшеронского полуострова, обычно рассматривающийся как классический пример закономерного изменения свойств нефтей с глубиной, показывает, что и здесь изменение свойств нефтей имеет место только для отдельных, чередующихся между собой, секций разреза.

Таким образом, имеющиеся данные не подтверждают концепции, допускающей широкую вертикальную миграцию нефти в месторождениях Ферганы, независимо от того, исходит ли она из предположения о магматических очагах нефти (Н. А. Кудрявцев) или — гомогенных органических массах рэт-лейасвого возраста (В. Б. Порфирьев)[1].

24. Краевое положение Ферганской депрессии, располагавшейся между мобильными участками альпийского геосинклинального пояса на юге и платформенной эпигерцинской сушей на севере, обусловило неустойчивость режимов ферганских бассейнов в мезозое и кайнозое.

Мелководные моря и лагуны (нередко опресненные), в том числе их прибрежные зоны и заливы, где постоянно происходила борьба меж-

[1] В. Б. Порфирьев в мае 1917 года на Львовском совещании примкнул к сторонникам магматической гипотезы. *А. Г.*

ду сушей и наступавшим с юга морем, явились благоприятными участками, на которых в палеогеновую и верхнемеловую эпохи неоднократно шло накопление органического вещества как за счет биомассы отмиравших биоценозов бассейна, так и путем привноса органики с прилегающей суши.

Органическое вещество, накопившееся вместе с тонкоотмученным глинистым материалом на дне моря или лагуны в восстановительных условиях, в дальнейшем, по мере его перекрытия вышележащими осадками, выходило из сферы влияния придонных вод. Вероятно, не без участия бактерий шло расщепление материнской органики на пути превращения ее в нефть и естественный газ.

Созданию восстановительной среды в придонных илах водоемов немало способствовали такие факторы, как их отшнурованность и опреснение в них вод, на что обращал внимание еще А. Д. Архангельский при изучении палеогеографических условий миоценовых бассейнов Северного Кавказа.

По мере уплотнения осадка под влиянием давления вышележащих толщ происходила внутриформационная миграция флюидов с переходом их в вышележащие соседние пласты-коллекторы, где нефть, газ и вода распределялись в горизонтально залегающих пластах согласно гравитационному фактору. В дальнейшем развитие складчатых процессов привело под влиянием тех же гравитационных сил к боковой миграции нефти и газа внутри пласта-коллектора с образованием промышленных скоплений в сводовых частях антиклиналей и в других положительных по форме структурах.

Образование нефти в самих пластах-коллекторах, в частности в песчаниках и песках II и III горизонтов сумсарского яруса, исключается, так как геохимическая обстановка их формирования не обеспечивала необходимых восстановительных условий для нефтеобразования.

Таким образом, мы приходим к выводу, что нефтяные и газовые залежи в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Ферганской депрессии являются вторичными в понимании И. М. Губкина.

Наряду с этим, имеющийся по Фергане фактический материал, как отмечалось, не подтверждает ультрамиграционистских концепций. Миграция по вертикали снизу вверх имела место только на сравнительно небольшом расстоянии внутри самих первично-нефтеносных формаций верхнего мела и палеогена; в связи с этим мы ее называем внутриформационной вертикальной миграцией.

Существование такой внутриформационной вертикальной миграции в месторождениях Северного Кавказа убедительно было доказано А. Д. Архангельским и И. М. Губкиным.

25. В основу всех предшествовавших оценок перспектив нефтеносности Ферганской депрессии была положена ее кольцевая структурно-тектоническая зональность четко проявляющаяся в рельефе и подмеченная еще первыми ее исследователями — А. Ф. Миддендорфом и И. В. Мушкетовым.

Подобные принципы районирования нефтеносных земель Ферганы были, в частности, приняты автором в 1942 г., О. С. Вяловым и И. П. Зубовым — 1947, И. П. Зубовым — 1949 и, наконец, в 1951 г. — И. П. Зубовым и А. М. Хуторовым, давшими наиболее детально разработанную карту перспектив нефтеносности Ферганской долины по состоянию на май 1951 г.

Не отрицая важной роли структурного фактора в процессах формирования и дальнейшего сохранения нефтяных и газовых залежей, мы в настоящее время, однако, должны признать, что при всей значимости он не является единственным, определяющим перспективную оценку нефтеносных областей, в том числе и непосредственно интересующей нас Ферганской депрессии.

В самом деле, уже одно распределение нефтей по их качеству в депрессии, как отмечалось выше, показывает, что по этому признаку ее восточная часть выгодно отличается от западной. Если к этому добавить увеличение количества продуктивных горизонтов и их отдачи, а также возрастание общей мощности нефтеносной свиты с запада на восток, то становится очевидным, что площади, расположенные в пределах одной и той же тектонической зоны, например адырной, в восточной половине депрессии будут более ценными, чем в западной.

В структурно-тектонические принципы районирования нефтеносных земель Ферганы приходится вносить дополнения, руководствуясь приведенным нами анализом палеогеографических условий этой территории.

Анализ показывает, что ареалы распространения продуктивных горизонтов и нефте-газоносных свит в целом не остаются постоянными для различных стратиграфических комплексов верхнемелового и палеогенового разрезов, а изменяются в зависимости главным образом от интенсивности, длительности и знака вертикальных колебательных движений, развивавшихся в пределах депрессии и ее обрамлений.

Учитывая все эти соображения, автором предпринята попытка дополнить карту перспектив газо-нефтеносности Ферганской депрессии, составленную И. П. Зубовым и А. М. Хуторовым, путем выделения на ней наиболее перспективных (первоочередных) площадей для соответствующих продуктивных пластов верхнего мела и палеогена.

Наибольшими ареалами газо-нефтеносности обладают V и VII пласты туркестанского и алайского ярусов, играющие наиболее важную роль в нефтедобыче. Если исключить северную часть Нанайской впадины, небольшую полосу в северо-восточном углу депрессии — в районах Караалмы и Кугарта, а также южную предгорную зону между меридианами г. Сох и г. Ура-Тюбе, вся остальная огромная площадь долины (около 30000 *км*²) и имеющиеся здесь многочисленные поднятия находятся внутри контура возможной газо-нефтеносности V и VII пластов и, следовательно, являются в этом отношении перспективными.

Контуры распространения возможных газо-нефтеносных пластов, связанных с экзогировой свитой и радиолитовым горизонтом верхнего мела, охватывают всю центральную и юго-восточную части депрессии. Менее благоприятны для поисков нефти и газа в этих пластах северные и юго-западные предгорья долины, а также ее западный участок, начиная примерно с меридиана г. Канибадама. Такие поднятия, как Махрам, Аксарай, Тузлук, Тогап, Акбель, Акчоп и, возможно, Супетау и Чуст-паг, расположенные на этом участке, должны быть отнесены к разряду менее перспективных в смысле поисков в них нефти и газа, связанных с верхнемеловыми отложениями.

Ареалы возможной нефте-газоносности VIII пласта (бухарский ярус) несколько больше, чем пластов верхнего мела, но, в общем, они близки между собой, поэтому сказанное относительно верхнемеловых пластов остается в силе и для него.

Трудно сколько-нибудь обоснованно наметить контуры перспективной площади IX пласта (бухарский ярус), вследствие скудности имеющегося фактического материала. Можно только отметить, что западная полови-

на в основном адырной зоны Южной Ферганы примерно до Палванташа на востоке, по-видимому, перспективна.

Существенно иначе выглядит картина по IV пласту (риштанский ярус). Перспективные участки для него ограничиваются главным образом центральной частью депрессии и адырной зоной. В Юго-западной Фергане к этим участкам добавляются небольшие площади следующей, периферической зоны. Вся Юго-восточная Фергана, Нанайская впадина, периферические зоны Северо-западной и Северо-восточной Ферганы вырисовываются как менее перспективные для поисков залежей нефти и газа в IV пласте.

Еще более ограничены контуры II и III пластов сумсарского яруса, проведение которых, так же как и для IX пласта, сопряжено с большими трудностями. Наиболее перспективными для III пласта является восточная половина депрессии, в границах центральной и адырной зон, и, возможно, некоторые участки юго-восточного ее угла. Для II пласта наиболее благоприятны структуры, расположенные в Юго-западной Фергане в пределах адырной и центральной зон.

Необходимо отметить, что зоны выклинивания продуктивных пластов являются благоприятными участками для поисков «литологических залежей», на что в Фергане до сих пор не обращалось должного внимания.

26. Проведенные исследования позволяют дать оценку основных направлений геологической деятельности объединения «Средазнефть», ведущего работы в Ферганской депрессии. Эти направления можно свести к следующим: эксплуатация палеогеновых нефтяных и газовых залежей, приуроченных к месторождениям периферической зоны; разработка палеогеновых нефтяных и газовых залежей в зоне кольцевых адыров Ферганы; разведка центральной части Ферганской долины путем проведения комплекса геофизических исследований и бурения опорных скважин; выяснение промышленной ценности залежей нефти в меловых отложениях и, наконец, комплекс научно-исследовательских работ по выяснению перспектив нефтеносности палеозойских образований.

Перечисленные направления приведены в исторически сложившемся порядке, отнюдь не отражающем их практического значения в общем балансе добычи и запасов нефти и газа по Ферганской депрессии.

Среди перечисленных направлений, разведка и разработка палеогеновых нефтяных и газовых залежей зоны кольцевых адыров была и, как нам кажется, остается на ближайшие годы первоочередной задачей. Основное внимание следует обратить на разведку месторождений восточной половины депрессии. Здесь мы можем ожидать максимальное количество продуктивных пластов, значительно лучшее качество нефтей и высокую начальную и общую производительность скважин, особенно по V и VII пластам.

Такими же важными в практическом отношении представляются работы по выяснению промышленной ценности нефтяных и газовых залежей в меловых отложениях.

Наиболее перспективной для решения этой задачи является зона кольцевых адыров, опять-таки в ее восточной половине, и вся юго-восточная часть депрессии, в частности, Куршабская впадина.

Из стратиграфических комплексов мела наиболее благоприятны для поисков залежей нефти и газа экзогировая, верхняя часть пестроцветной свиты и свита ляканских известняков.

Не менее интересна в геологическом плане, хотя технически и более трудно выполнима из-за больших глубин бурения, разведка верхнемеловых и палеогеновых отложений на закрытых площадях центральной части депрессии. Однако в целом эти работы, учитывая возникающие технические затруднения в процессе бурения сверхглубоких скважин, должны рассматриваться как второочередные.

Значительно менее важны работы по эксплуатации палеогеновых залежей периферической зоны и разведка палеозойских отложений Ферганской долины. Объясняется это тем, что запасы нефти и газа данной зоны относительно небольшие, а нефтеносность палеозойских отложений все еще остается проблемой и не может сколько-нибудь серьезно приниматься во внимание при перспективном планировании добычи нефти и газа по Ферганской долине, по крайней мере на ближайшие 8—10 лет. Приведенные соображения заставляют работы этого направления считать третьеочередными.

27. Предпринятое нами сравнительное сопоставление Ферганской депрессии с другими межгорными впадинами (Куринская депрессия, Венгерский и Венский нефтеносные бассейны) показывает, что все они, несмотря на присущие каждому из них специфические особенности, обусловленные различным временем их образования, геологической предысторией развития и другими факторами, обладают общими, принципиально важными для понимания процессов нефтеобразования признаками.

Промышленные залежи нефти и газа во всех без исключения случаях, в своем стратиграфическом распределении тесно связаны, с одной стороны, со временем формирования бассейнов как межгорных депрессий, с другой — с моментами накопления в них мелководных морских, лагунных, в том числе и солоноватоводных осадков.

Так, например, залежи нефти и газа Ферганского бассейна сосредоточены в верхнемеловых и палеогеновых отложениях, выраженных в мелководных морских и лагунных фациях, в Куринском бассейне — в олигоцен-плиоценовой секции разреза, представленной также фациями мелководных морей и опресненных водоемов, в Венском бассейне — главным образом в миоцене, сложенном сходными фациями и т. д.

Поскольку процессы нефтеобразования во всех этих бассейнах сопряжены во времени с формированием на их территории межгорных депрессий, естественно предполагать, что в межгорных депрессиях создавались благоприятные условия для накопления и трансформации исходного органического вещества в нефть и газ и образования их промышленных скоплений.

Во-первых, осевые части межгорных депрессий представляли области длительного и, судя по мощности верхних структурных ярусов, значительного прогибания, что способствовало не только накоплению органического материала в тонкоотмученных илах, но и их быстрому захоронению, а в последующем и сохранению от размыва.

Во-вторых, изрезанная конфигурация и расчлененность рельефа обрамлений способствовали в моменты морских трансгрессий в их пределы образованию многочисленных бухт и заливов. В некоторых из них, вследствие их изолированности и пониженной гидродинамической активности среды, так же как и в центральных частях бассейна, существовали условия для накопления и захоронения вместе с илистыми осадками и органического вещества.

В других местах прибрежной зоны, иногда даже расположенных по соседству, но примыкающих к участкам открытого моря, наоборот, высокая гидродинамическая активность приводила к выносу отсюда тонкого пелитового и органогенного материала. Здесь накоплялись более крупнозернистые обломочные осадки (крупные алевриты, пески и т. д.) — будущие вместилища нефти и газа. В ряде случаев, например, в Куринском и Венгерском бассейнах, на распределение фаций заметное влияние оказывали и выступы древнего фундамента, расположенные ближе к центральным частям депрессий.

В-третьих, полузамкнутый характер межгорных впадин нередко обусловливал развитие изолированных или имеющих затрудненную связь с открытым морем водоемов. Иногда создавались условия для накопления лагунных эвапоритовых фаций (Ферганский бассейн — датский, бухарский и отчасти сумсарский века), чаще же, вследствие поступления больших масс пресных вод с окружавших обрамлений, происходило резкое опреснение морских бассейнов с превращением их в озеро-море. Процесс этот весьма четко фиксируется для верхнемиоценовых и плиоценовых бассейнов Куринской, Венгерской и Венской депрессий.

Роль опреснения в гидрологическом режиме палеогеновых бассейнов Ферганы менее ясна, однако результаты палеоэкологических работ последних лет, проводившихся под общим руководством Р. Ф. Геккера, говорят о том, что и здесь временами происходило заметное опреснение морских водоемов.

Следовательно, межгорные депрессии представляли собой области, благоприятствовавшие образованию крупных опресненных водоемов, типа озеро-море. Поскольку миоценовые и плиоценовые фации подобных опресненных бассейнов содержат в Куринской, Венгерской и Венской депрессиях крупные залежи нефти и газа, приходится, в согласии с А. Д. Архангельским, видеть в опреснении морского бассейна один из важных факторов нефтеобразования.

Наряду с благоприятной палеогеографической обстановкой нефтеобразования, в межгорных депрессиях имеется сочетание и структурно-тектонических условий для формирования и предохранения от эпигенетического разрушения месторождений нефти и газа.

Накопление мощных толщ, перекрывающих нефтематеринские свиты, приводит в конечном счете к выжиманию из них диффузнорассеянной нефти и газа в соседние вышележащие пласты-коллекторы (вертикальная внутриформационная миграция).

В дальнейшем процессы складчатости, развивавшиеся в одних межгорных впадинах в неогене, в других — в начале антропогена, вывели из первоначально горизонтального положения пласты-коллекторы, в которых началась внутрирезервуарная (боковая) миграция с локализацией газа и нефти в сводовых частях многочисленных антиклинальных и брахиантиклинальных складок верхнего структурного яруса.

Дифференциальные вертикальные движения неогена и антропогена, отмечающиеся во всех без исключения рассмотренных нами межгорных депрессиях, приводят к накоплению весьма мощной толщи, перекрывающей нефте- и газоносные свиты бассейна и предохраняющей залежи от размыва.

Таким образом, межгорные депрессии являются как в палеогеографическом, так и в тектоническом отношении благоприятными областями для развития процессов нефтеобразования и формирования промышленных залежей нефти и газа.

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА И МАТЕРИАЛЫ

Абих Г. В. 1873. Геологические наблюдения между Курой и Араксом, Записки Кавказского отдела Русского географического об-ва, кн. VIII, Тифлис.

Абрамович М. В. 1939. Изменение свойств нефти в нефтеносном пласте в связи с условиями его залегания, Труды Геол. института им. акад. И. М. Губкина, т. XIX, Баку.

Аделунг А. С. 1950. Основные черты геологического строения Зирабулак-Зиаэтдинской горной группы, Автореферат кандидатской диссертации, Ташкент.

Акрамходжаев А. М. и Бабаев А. Г. 1949. Материалы к литостратиграфии меловых отложений Северной Ферганы, ДАН УзССР, № 4, Ташкент.

Акрамходжаев А. М. 1951. Петрографо минералогическая характеристика верхнемеловых отложений юго-восточной Ферганы, Автореферат кандидатской диссертации, изд-во АН УзССР, Ташкент.

Александрова Е. П. 1939. О вторичных изменениях в рифовых известняках западного склона Урала, Материалы по стратиграфии и нефтеносности Южного Урала, Труды НГРИ, вып. 115.

Алексейчик С. Н. 1946. К возможности образования нефти в континентальных отложениях, Нефтяное хозяйство, № 12.

Али Заде А. А. 1936. К вопросу о строении и нефтеносности Куринской низменности, Новости нефтяной геологии, № 10.

Апресов С. М. 1946. Роль дизъюнктивной дислокации в нефтяных месторождениях, Труды Азербайджанского индустриального института им. Азизбекова (Реферативный сборник), Баку.

Апресов С. М. и Горин В. А. 1951. Взгляды И. М. Губкина на формирование нефтяных залежей Юго-восточного Кавказа, Сборн. „Памяти акад. И. М. Губкина", изд. АН СССР, М.

Апродова А. А. 1949. Зависимость химического состава нефтеносных карбонатных пород Прикамья от их пористости, ДАН СССР, т. XV, № 1.

Архангельский А. Д. 1915. Сеноман и турон Туркестана и прилежащих местностей, Геологический вестник, т 1, № 4, стр. 197—203, Петроград.

Архангельский А. Д. 1916. 1. Верхнемеловые отложения Туркестана, Труды Геол. комитета, Новая серия, вып. 151, Петроград.

Архангельский А. Д. 1916. 2. Моллюски верхнемеловых отложений Туркестана, вып 1, Труды Геологического комитета, Новая серия, вып. 152, Петроград.

Архангельский А. Д. 1926. Сероводородное заражение третичных морских бассейнов Крымско-Кавказской области и возможная связь этого явления с происхождением нефти, БМОИП, отд. геологии. т. IV, № 1—2.

Архангельский А. Д. 1927. Условия образования нефти на Северном Кавказе, изд. Совета нефтяной промышленности.

Архангельский А. Д. 1936. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР, Сб. „Акад. В. И. Вернадскому", т. II.

Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря Изд-во АН СССР, М.—Л.

Архангельский А. Д. 1947. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1, М.—Л.

Афанасьев Г. Д. 1934. К вопросу о минералогическом составе илистых образований, Сборн. „Академику Францу Юльевичу Левинсону-Лессингу. К пятидесятилетию научной деятельности", | Труды Петрографического института, вып. 6, изд. АН СССР, Ленинград.

Бабаев А. Г. 1950. О типах разреза мела Ферганы, ДАН УзССР, № 12, Ташкент.
Бабаев А. Г. 1951. Петрография верхнемеловых отложений юго-западной Ферганы, Автореферат кандидатской диссертации, изд. АН УзССР, Ташкент.
Бабков К. В. 1950. *О распространении некоторых устриц в Таджикской депрессии*, Сообщение Таджикского филиала АН СССР, вып. XXVII, Сталинабад.
Бакиров А. А. 1951. О серьезных принципиальных ошибках проф. Н. А. Кудрявцева в вопросах теории происхождения нефти, Нефтяное хозяйство, № 9.
Бакиров А. А. и Мирчинк М. Ф. 1951. О некоторых вопросах теории геотектонического развития крупных структурных элементов земной коры в связи с изучением их нефтеносности, *Нефтяное хозяйство*, № 9.
Балахматова В. Т. 1949. Фораминиферы палеогена Кызыл-кумов и их значение *для стратиграфии и палеогеографии*, *Кандидатская диссертация*, Ленинград.
Барковская М. Г. 1936. Литология нижнемеловых отложений Южной Ферганы, Рукопись, НГРИ, Ленинград.
Барковская М. Г. 1938. К палеогеографии мела Ферганской долины, Известия Гос. географического об-ва, 1.
Барковская М. Г. 1942. 1. Петрография отложений верхнего мела Ферганской *депрессии. II. Физико-географический очерк условий образования* меловых осадковв Ферганской депрессии, Рукопись, Фонды ВНИИ, Куйбышев.
Батурин В. П. 1939. 1. О нефтепроизводящих отложениях в разрезе нижнего палеозоя Южного Урала, изд. АН СССР, Москва.
Батурин В. П. 1939. 2. Генетические основы корреляции по терригенным компонентам, ДАН СССР, т. XXV, № 5.
Батурин В. П. 1945. О *происхождении нефти*, БМОИП, т. XX (1—2).
Безобразова Н. Ф. 1927. 1. О верхнемеловых отложениях Ташкентского района, *Вестник ирригации*, № *10*, Ташкент.
Безобразова Н. Ф. 1927. 2. Материалы к гидрогеологии бассейна рек Чирчик, Ангрен и Келес, К стратиграфии левобережья р. Чирчик, Вестник ирригации, № 11, Ташкент.
Безобразова Н. Ф. 1929. К стратиграфии северо-восточной части Ферганской котловины, Труды Среднеазиатского Государственного университета, серия VII-а, геология, вып. 14, Ташкент.
Безобразова Н. Ф. 1930. К *палеогеновым отложениям Средней Азии*, Бюллетень Среднеазиатского районного геолого-разведочного Управления, № 3 (октябрь), Ташкент.
Безобразова Н. Ф. 1930. Обзорные гидрогеологические исследования северо-восточной части Ферганской котловины, Материалы по гидрогеологии Узбекистана, вып. 2, Ташкент.
Белоусов В. В. 1948. Общие закономерности геотектонического процесса, *Известия АН СССР, серия геологич.*, № 5.
Белоусова В. Т. 1948. Определение минералогического состава глинистых пород методами иммерсии и окрашивания, Гостоптехиздат.
Белянкин Д. С. 1910. О щелочных горных породах с ледника Райгородского в Туркестане, собранных И. А. Преображенским, Отдельный оттиск из „Известий С.-Петербургского политехнического института", т. XIII, С.-Петербург.
Бер В. 1899. Заметки об экскурсии в Ферганскую область. Протоколы заседаний об-ва естествоиспытателей при Казанском университете, 1897—1898, XXIX, протокол № 170, Казань.
Берг Л. С. 1907. Поездка на ледники верховьев Исфары (Туркестанский хребет, басс. Сыр-Дарьи), Известия Туркестанского отдела Русского географического об-ва, т. VII, Ташкент.
Берг Л. С. 1922. Климат и жизнь, Москва.
Бергман А. Г. и Щербина В. Н. 1950. Тяньшанская третичная соленосная галитсульфатная провинция, ДАН СССР, т. LXXII, 6.
Боганик Н. С. 1939. О „теории" циклов в *современной геологии*, Советская геология, № 7.
Богачев В. В. 1930. Материалы к геологии Восточно-Закавказской низменности, Азербайджанское Нефтяное хозяйство, № 2.
Богданов А. А. 1949. несогласия, их типы и значение их изучения, Известия АН СССР, серия геологич., № 2.
Богданович К. 1890. К геологии Средней Азии (описание некоторых осадочных *образований Закаспийского края и части северной Персии*), Записки С.-Петербургского Минералогического общества, вторая серия, часть 26, стр. 1—156, С.-Петербург.

Богданович К. И. и Вебер В. Н. 1917. Месторождения самородной меди в Наукате в Ферганской области, Естественно-производительные силы России, т. IV, вып. 7.

Бондарчук В. Г. 1946. Тектоорогения, изд. Киевского государственного университета, Киев.

Борнеман Б. А. 1934. Северный склон Заалайского хребта, Труды Таджикско-Памирской экспедиции.

Борнеман Б. А. и Овчинников С. К. 1936. Геология Заалайского хребта, Труды Таджикско-Памирской экспедиции, вып. 65.

Борнеман Б. А. 1940. Меловые отложения юго-востока Средней Азии, изд. УзФАН СССР, Ташкент.

Ботвинкина Л. Н. 1950. О классификации различных типов слоистости, *Известия АН СССР, Серия геологич.*, № 5.

Брик М. И. 1934. О находке нижнетриасовой флоры в Средней Азии, ДАН СССР, т. IV, № 7.

Брик М. И. 1935. Мезозойская флора Южной Ферганы, 1. Папортники, изд. Комитета наук УзССР, Ташкент.

Брик М. И. 1936. Первая находка нижне-триасовой флоры в Средней Азии. Труды Геологического института АН СССР, т. V, М.—Л.

Брик М. И. 1937. Мезозойская флора Южной Ферганы, II. Папоротники (окончание), Хвощевые, Труды Среднеазиатского геологического треста, вып. 3, Ташкент.

Брик М. И. 1941. Мезозойская флора Камыш-баши (междуречье Исфара-Сох, Таджикская и Узбекская ССР), Узгосиздат, Ташкент.

Брунс Е. П. 1948. Генезис угленосных отложений Южной Ферганы, *Литологический сборник, № 1 Гостоптехиздат.*

Бушинский Г. И. 1936. К вопросу о генезисе флюорита в осадочных породах, Известия АН СССР, Серия геологич., № 5.

Быкова Н. К. 1939. Фораминиферы верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской долины, Труды НГРИ, серия А, вып. 121, М.—Л.

Быкова Н. К. 1945. Итоги изучения микрофауны меловых и палеогеновых отложений Средней Азии и перспективы ее использования, Труды I Среднеазиатской нефтяной конференции (1941 г.), изд. АН УзССР, Ташкент.

Быкова Н. К. 1951. Палеоэкология фораминифер палеогеновых отложений Ферганской долины, Рукопись, *ВНИГРИ*, Ленинград.

Вайнер Л. А. 1951. И. В. Мушкетов и его роль в познании геологии Средней Азии, кандидатская диссертация, Ташкент—Москва.

Варенцов М. И. 1939. 1. Тектоника центральной части Куринской депрессии и *соседних областей Большого и Малого Кавказа (тезисы доклада)*, Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. II, М.

Варенцов М. И. 1939. 2. Борьба на два фронта в современной геологии—против неокатастрофистов и вульгарных эволюционистов, Советская геология, 8.

Варенцов М. И. 1948. 1. Новая нефтеносная провинция Венского бассейна и ее возможные аналоги на территории Грузии, Бюлл. Груз-нефти, № 1, Тбилиси.

Варенцов М. И. 1948. 2. Геологическое строение и нефтеносность Западной части Куринской депрессии и смежных областей Грузии, Известия АН СССР, отделение технических наук, № 1.

Варенцов М. И. 1950. 1. Новая нефтеносная провинция Паннонского бассейна юго-восточной Европы и ее возможные аналоги, Сб. геологических работ, посвященный памяти акад. И. М. Губкина, вторые чтения, М.—Л.

Варенцов М. И. и Мордовский В. Т. 1950. 2. Возможные условия накопления органического вещества для образования нефти, Известия АН СССР, серия геологич., № 6.

Варенцов М. И. 1950. 3. Геологическое строение западной части Куринской *депрессии*, изд. АН СССР, М.—Л.

Варенцов М. И. 1952. Общие черты геологического строения нефтяных месторождений Венгерской Народной республики, Рукопись, Институт геологических наук АН СССР, Москва.

Васильев П. В. 1937. О ритмичности колебательных движений и цикличности в отложении осадков угленосной толщи Кизеловского каменноугольного района, Разведка Недр, № 23.

Васильковский Н. П. 1935. 1. К характеристике послеолигоценовых дислоцированных отложений Ферганы, Материалы по гидрогеологии Узбекистана, вып. 15, Ташкент.

Васильковский Н. П. 1935. 2. К стратиграфии четвертичных отложений Ферганы, Материалы по геологии Средней Азии, вып. 2, Ташкент.

Васильковский Н. П. 1935. 3. Геология гор Супе-тау, Ак-бель и Ак-чоп, *Труды Таджикской базы АН СССР, т. IV.*

Васильковский Н П. 1939. 1. Альпийские тектонические фазы и характер их проявления в Юго-западном Тяньшане и в западной части Ферганской котловины, Материалы к тектонике УзССР, Ташкент.
Васильковский Н. П., Зенин М. Ф., Поярков В. Э., Шехтман П. А. и Шмидт М. А. 1939. 2. Геологические исследования в Узбекистане, Ташкент.
Васильковский Н. П. 1939. 3. Опускается ли Ферганская котловина? Материалы к тектонике УзССР, Ташкент.
Васильковский Н. П. 1941. Геологическая карта Средней Азии, лист К-42-Г, М.—Л.
Васильковский Н. П. 1947. *К вопросу о нижнемезозойском вулканизме* в юго-западных отрогах Тянь-шаня, ДАН СССР, т. LVIII, 2.
Васильковский Н. П. 1948. 1. К открытию послеюрских гранитов в Западном Тянь-шане, Труды Института геологии АН УзССР, вып. 2.
Васильковский Н. П. 1948. 2. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в кайнозое, Труды II Среднеазиатской конференции геологов-нефтяников (1947 г.), Ташкент.
Васильковский Н. П. 1950. Краткий геологический очерк Ферганской котловины, рукопись, Институт геологии АН УзССР, Ташкент.
Васильковский Н. П. 1951. О некоторых генетических типах новейших континентальных отложений Средней Азии (делювий, пролювий, аллювий), Бюлл. Московского Об-ва испытателей природы, отд. геологии, т. XXVI, (2).
Вассоевич Н. Б. 1935. Несколько замечаний о распространении Radiolaria и Spiculae silicispongia в сеноманских и лютетских отложениях на Кавказе, Известия АН СССР, VII серия, вып. 5, М.
Вассоевич Н. Б. и Гроссгейм В. А. 1938. *Ритмичность флишевых отложений и использование ее в практике геологических исследований*, Азербайджанское нефтяное хозяйство, 5
Вассоевич Н. Б. и Калинко М. К. 1939. Опыт коннексии флишевых отложений, *Азербайджанское нефтяное хозяйство*, 6.
Вассоевич Н. Б. 1948. 1. Эволюция представлений о геологических фациях, Литологический сборник, 1, Гостоптехиздат, М.—Л.
Вассоевич Н. Б. 1948. 2. *Флиш и методика его изучения*, Гостоптехиздат, М.—Л.
Вебер В. Н. 1903. Краткий предварительный отчет о поездке в Фергану в 1902 г., Известия Геологического комитета, т. 22, № 1, С.-Петербург.
Вебер В. Н. 1905. Геологические исследования в Сыр-дарьинской области в 1904 г., Отдельный оттиск из т. XXIV, Геологический комитет, № 112, С.-Петербург.
Вебер В. Н. 1910. Геологические исследования в Южной Фергане в 1909—1910 гг., Известия Геологического комитета, т. 29.
Вебер В. Н. 1913. Полезные ископаемые Туркестана, Известия Геологического комитета, С.-Петербург.
Вебер В. Н. 1930. Миграция сухих дельт в Фергане, Геологический Вестник, № 6.
Вебер В. Н. 1934. Геологическая карта Средней Азии, лист 7-б (Исфара), северная половина, Труды ВГРО, вып. 194.
Вебер В. Н. 1937. Южная Фергана, Геология Узбекской ССР, т. 1, М.—Л.
Вебер В. В. 1947. *Нефтеносные фации и их роль в образовании нефтяных месторождений*, Ленгостоптехиздат, Ленинград.
Вебер В. В. и Федынский В. В. 1947. Гравиметрическая картина юго-восточного Кавказа в палеогеографическом освещении, Известия АН СССР, серия геологич., № 5.
Веденеева Н. Е. и Ратеев М. А. 1950. Идентификация дисперсных минералов глин с помощью красителей на основе данных спектрофотометрии, ДАН СССР, т. LXXI. № 1.
Великовский А. С. и Павлова С. Н. 1935. Характеристика нефтей Средней Азии, Сб. „Минеральные богатства Средней Азии", Ленинград.
Великовский А. С. и Павлова С. Н. 1945. Нефти СССР, Гостоптехиздат.
Вернадский В. И. 1934. Очерки геохимии, Горгеонефтеиздат, М.—Л., Грозный-Новосибирск.
Веселовский В. С. 1949. Исследование вещества горючих ископаемых, Труды ВИМС, вып. 1, М.
Виноградов А. П., Ронов А. Б., и Ратынский В. М. 1952. Эволюция химического состава карбонатных пород, Совещание по осадочным породам, вып. 1 (доклады), изд. АН СССР, М.
Вишняков С. Г. 1951. Генетические типы доломитовых пород, ДАН СССР, т. LXXVI, № 1.
Вялов О. С. 1931. *Заметка о верхнемеловых ежах из Туркестана*, Известия Главного Геолого-Разведочного Управления, вып. 4, М.—Л.

Вялов О. С., Машковцев С. Ф. и Шатов Г. И. 1935. 1. Меловой базальт в Фергане, ДАН СССР. т. II., апрель—июнь, Л.
Вялов О. С. 1935. 2. Схема деления третичных отложений Ферганы, ДАН СССР т. II, № 3—4.
Вялов О. С. 1935. 3. О стратиграфии палеогена нефтеносных районов Средней Азии, Нефтяное хозяйство, № 9.
Вялов О. С. 1936. 1. Краткий очерк меловой и третичной истории Ферганы, Известия Гос. географического об-ва, т. 68, вып. 5.
Вялов О. С. 1936. 2. Бухарский ярус, Труды НГРИ, серия А, вып. 75, М.—Л.
Вялов О. С. 1936. 3. К вопросу о нижнем палеогене Средней Азии (по поводу статьи А. В. Пейве „Нижнеэоценовые фосфоритные известняки Восточной Ферганы"). *Проблемы советской геологии*. № 7.
Вялов О. С. и Солун В. И. 1936. 4. О палеогеновых Turritellidae из Ферганы, ДАН СССР, т. IV (XIII), № 4 (108).
Вялов О. С. 1936. 5. К *стратиграфии мела и палеогена Ферганы*, АН СССР, ТПЭ, 1934, вып. XLVII, Материалы экспедиции НГРИ.
Вялов О. С. 1937. Руководящие устрицы палеогена Ферганы, изд. Комитета наук УзССР, Ташкент.
Вялов О. С. 1938. О постпалеозойских тектонических фазах в Средней Азии, Сборн. „К 50-летию научной деятельности акад. В. А. Обручева", т. 1, АН СССР, М.
Вялов О. С., и Коробков И. А. 1939. О стратиграфическом значении Pectinidae из палеогена Средней Азии, Известия АН СССР, серия геологич., № 3.
Вялов О. С. и Мануиленко О. М. 1939. *Морские ежи палеогена Ферганы*, Проблемы палеонтологии, т. V, М.
Вялов О. С. 1939. 1. Стратиграфия палеогена Таджикской депрессии. Труды НГРИ, серия А, вып. 129.
Вялов О. С. 1939. 2. Мезозойская (тихоокеанская) складчатость в Азии, Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. II.
Вялов О. С. 1940. Отчет по работам 1937 г. Отчет о деятельности Нефтяного геолого разведочного института за 1937 и 1938 гг., М.—Л.
Вялов О. С. 1943. О взаимоотношении Памира и Алая, Известия Таджикского филиала АН СССР, № 2, Сталинабад
Вялов О. С. 1944. 1. Граница мела и палеогена в Фергане, ДАН СССР, т. XLII, № 2.
Вялов О. С. 1944. 2. Новые данные по стратиграфии третичных отложений Алайского хребта, ДАН СССР, XLV, № 5.
Вялов О. С. 1944. 3. Палеоген Бордобы (Заалайский хребет), ДАН СССР, т. XLIV, № 25.
Вялов О. С. 1945. 1. Критические замечания по поводу работы А. Р. Бурачека о стратиграфии палеогена Узбекистана, Известия АН СССР, серия геологич., № 3.
Вялов О. С. 1945. 2. О палеогене Наукатской котловины, ДАН СССР, т. XLIX, №8.
Вялов О. С. 1945. 3. Схема деления меловых отложений Ферганы, ДАН СССР, т. XLIX, 2.
Вялов О. С. 1945 4. Опыт комплексного изучения третичных отложений Средней Азии, Труды 1 Среднеазиатской нефтяной конференции, Ташкент.
Вялов О. С. 1946. 1. *О наличии морской фауны в гипсовом прослое*, ДАН СССР, 1946, т. LII, № 4.
Вялов О. С. 1946. 2. О распространении алайского яруса, Известия Туркменского ФАН СССР, № 2.
Вялов О. С., Габрильян А. М., Зубов И. П. и др. 1947. 1. Геологическое строение и перспективы нефтеносных районов Средней Азии, т. 1, *Ферганская депрессия*. М.—Л.
Вялов О. С. 1947. 2. Сопоставление разрезов палеогена Туркмении с Кавказом и Средней Азией, Известия АН СССР, серия геологическая, 3.
Вялов О. С. 1948. 1. *О палеогеновых устрицах из Кашгара*, ДАН СССР, т. LXII, №3.
Вялов О. С. 1948. 2. Палеогеновые устрицы Таджикской депрессии, Гостоптехиздат.
Вялов О. С. и Солун В. И. 1950. Гастроподы палеогена Ферганы, Вопросы *палеонтологии*, т. 1, изд. *Ленинградского государственного университета* им. А. А. Жданова, Ленинград.
Вялов О. С. 1951. Краткий очерк палеогеографии Туркмении в нижнетретичное *время*, БМОИП, *отд. геолог.*, т. XXVI, (1).
Габрильян А. М. 1941. 1. Литология палеогеновых нефтеносных свит Ферганской долины, Кандидатская диссертация, Ташкент,
Габрильян А. М. 1941. 2, *Литология верхнемеловых и палеогеновых отложений* района Чангырташ, Институт геологии АН УзССР, Ташкент.
Габрильян А. М. 1942. Нефтеносность Узбекистана, Сырьевые ресурсы Узбекистана, т. 1, *Минеральные ресурсы*, вып. 1, Ташкент.

Габрильян А. М. 1944. 1. О вещественном составе карбонатных пород ряда „известняк—доломит", Бюлл. АН УзССР, № 5—6, Ташкент.
Габрильян А. М. 1944. 2. Изучение физических свойств карбонатных коллекторов нефтяных месторождений Таджикской депрессии и их генезис, рукопись ВНИГРИ, Ленинград.
Габрильян А. М. 1945. Результаты литологических исследований нефтеносных свит Ферганы, Труды 1 Среднеазиатской нефтяной конференции (1941), Изд-во АН УзССР, Ташкент.
Габрильян А. М. 1946. Об одном генетическом типе доломитовых образований, Бюлл. АН УзССР, № 1.
Габрильян А. М. 1947. О некоторыхзакономерностях в составе нефтей Ферганской долины, Бюлл. АН УзССР, № 7.
Габрильян А. М. 1948. 1. Палеогеография мезо-кайнозоя Ферганской депрессии Труды II Среднеазиатской конференции геологов-нефтяников (1947 г.) Изд-во АН УзССР. Ташкент.
Габрильян А. М. 1948. 2. Петрографо-минералогическая характеристика отложений риштанского и сумсарского ярусов Ферганской долины, Труды Института геологии АН УзССР, вып. 2, Ташкент.
Габрильян А. М. 1950. 1. О *некоторых особенностях палеогеновых отложений* Ташрвата. ДАН УзССР, 4, Ташкент.
Габрильян А. М. 1950. 2. Геолого-экономический очерк Ферганского района, Геология СССР, том „Геология УзССР", М.
Габрильян А. М. 1950. 3. О характере тектонических движений на границе мела и палеогена в Северной Фергане, ДАН УзССР, № 6, Ташкент.
Габрильян А. М. 1951. 1. Химические карбонатные фации верхнего мела и палеогена Ферганской, Приташкентской и Южнотаджикской депрессий. Минералогический сборник, Труды Института геологии АН УзССР, Ташкент.
Габрильян А. М. 1951. 2. Схема ритмостратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии, Труды Института геологии АН УзССР, вып. 6, Ташкент.
Габрильян А. М., Зубов И. П. и Хуторов А. М. 1951. Нефтяная и газовая промышленность Ферганской долины (краткий очерк), Рукопись, Фонды Объединения „Средазнефть", Коканд.
Габриэлян А. Г. 1948. О закономерности в распределении нефти в подкирмакинской свите Чахнагляра, Азербайджанское нефтяное хозяйство, № 10.
Гарань М. И. 1947. О периодичности осадкообразования в древних свитах Западного склона Южного Урала. Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 1.
Гейслер А. Н. 1950. Синхроничные горизонты в циклических осадочных толщах, Литологический сборник, III, Гостоптехиздат.
Гейштор Н. (Д) 1923. Исследование Чимионского мазута, Нефтяное и сланцевое хозяйство, № 6.
Геккер Р. Ф., Осипова А. И. и Бельская Т. Н. 1951. Ферганский залив палеогенового моря, история его развития, осадки, фауна и флора и условия их обитания, Рукопись ПИН АН СССР, М.
Герасимов И. П. 1933. О почвенно-климатических фациях равнин СССР и прилегающих стран, Труды Почвенного института АН СССР им. В. В. Докучаева, т. VIII, вып. 5, Ленинград.
Гилев К. 1876. Нефтяные источники в Ферганской области, Туркестанские ведомости, № 35, Ташкент.
Гинзбург И. И. 1941. 1. О типах монтмориллонитового и галлуазитового выветривания горных пород, Труды ИГН АН СССР, вып. 41, серия рудных месторождений (№ 5).
Гинзбург И. И. 1941. 2. Генезис глин. Неметаллические ископаемые СССР, т. 4 Изд-во АН СССР, М.—Л.
Гинзбург-Карагичева Т. А. 1933. К вопросу о происхождении нефти, Природа, № 10.
Глинка К. Д. 1896. Глауконит (его происхождение, химический состав и характер выветривания), С.-Петербург.
Глинка К. Д. 1909. К вопросу о классификации туркестанских почв, Почвоведение, т. XI, № 4.
Головкинский Н. А. 1869. 1. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна, Материалы для геологии России, изд. Спб. Минералогического об-ва, т. 1, Спб.
Головкинский Н. А. 2. Описание геологических наблюдений, произведенных летом 1866 г. в Казанской и Вятской губерниях, Материалы для геологии России, изд. Спб. Минералогического об-ва, т. 1, Спб.

Голубкова Ю. М. 1935. Исследование содержания радия в нефтяных источниках Чангыр-таша и Майлису. Геология Средней Азии, (сборник статей) № 1, Ташкент.

Голубятников Д. В. 1907. Известия Геологического комитета, т. 26, № 1—2, С.-Петербург.

Гонта Т. Т. и Швембергер Н. А. 1934. Нефтяные месторождения Средней Азии, Нефтяное хозяйство. № 11.

Гонта Т. Т. 1935. Нефтяная промышленность Средней Азии в свете последних геологических данных, Нефтяное хозяйство, № 9.

Горбунова Л. И. 1950. 1. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы, Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 114, Геологическая серия (40).

Горбунова Л. И. 1950. 2 *Результаты сравнительного изучения глауконитов* разных фаций, ДАН СССР, т. LXX, № 5.

Гориздро З. Ф. 1915. Материалы к изучению фауны третичных отложений Туркестана, Труды Петроградского общества естествоиспытателей, т. XXXVII, вып. 5, Отд. геологии и минералогии, Петроград.

Гориздро-Кульчицкая З. Ф. 1925. Материалы к гидрогеологии бассейна рр. Чирчик, Ангрен, Келес (гидрогеологический очерк нижней части Чирчик-Келесского водораздела), Вестник ирригации, № 12, Ташкент.

Горский И. И и Огнев В. Н. 1930. Материалы к геологии Нарынского угленосного района, Труды ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 9, М.—Л.

Грамм М. Н. 1940. Остракоды неогеновых отложений северо-западной Ферганы, Известия УзФАН СССР, 6.

Грамм М. Н. 1948. О находке Platygena asiatica Rom. в Южнотаджикской депрессии, ДАН СССР, т. LX, № 2.

Грамм М. Н. 1949. 1 Остракоды из красноцветной толщи мела юго-востока Ферганы, ДАН УзССР, № 10.

Грамм М. Н. 2. *Использование остракод для биостратиграфического расчленения* кайнозойских моласс в Ферганской и Южнотаджикской депрессиях, Труды Института геологии АН УзССР, вып. 4, Ташкент.

Грамм М. Н. 1951. 1. О гипсоносной свите гор Ак-чоп, Ак-бель и Супе-тау, Труды Института геологии АН УзССР, вып 6.

Грамм М. Н. 1951. 2. Некоторые новые данные о третичных красноцветных отложениях юго-западной Ферганы, ДАН УзССР, № 9, Ташкент.

Гриб В. Е. 1947. Схема *расчленения кайнозойских континентальных моласс Южной* Ферганы, ДАН СССР, т. 58, № 7.

Грюше П. А. 1928. Наукатская долина Путеводитель экскурсии III Всесоюзного съезда геологов, (Ташкент, 1928), изд. Геологического комитета, Ленинград.

Губин И. Е. 1943. Памир и сопредельные страны (схема тектонического районирования Средней Азии), Известия Тадж. ФАН СССР, № 2, Сталинабад.

Губкин И. М. 1932. Учение о нефти, ОНТИ, М.—Л.

Губкин И. М. 1934. Геологические перспективы нефтяной промышленности Средней Азии, Нефтяное хозяйство, № 7—8.

Губкин И. М. 1940. К вопросу о генезисе нефтяных месторождений Северного Кавказа, Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. IV, М.

Губкин И. М. 1950. Тектоника и нефтеносность юго-восточной части Кавказа, Избранные сочинения, т. 1, Изд-во АН СССР, М.—Л.

Гусинская С. Л. и Хмелевский Е. Д. 1937. Исследование нефти месторождения Чангырташ, Нефтяное хозяйство, № 8.

Гусинская С. Л. и Сергеева В. Н. 1940. Исследование Андижанской нефти, Известия УзФАН СССР, № 2—3, Ташкент.

Гусинская С. Л. 1948. Исследование Нефтеабадской нефти, ДАН УзССР, № 4, Ташкент.

Группа геологов (по материалам треста Азнефтеразведка). 1940. Нефтяные месторождения Азербайджана, Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. IV, М.

Давиташвили Л. Ш. 1939. Неотложные задачи в области изучения теоретических основ палеонтологии, Советская геология, № 8.

Давиташвили Л. Ш. 1949 Курс палеонтологии, Госгеолиздат, М.—Л.

Данов А. В. 1936. Об условиях образования месторождений серы в Средней Азии, Труды ЦНИГРИ, вып. 88, М.

Данчев В. И. 1947. Значение цифровой характеристики цвета осадочных пород (например татарских отложений), Советская геология, № 18.

Демидов И. 1933. Сыр-дарьинское месторождение медистых песчаников Наукат-Супе-тау, Сб. „Узбекистан", Изд-во АН СССР, т. II, М.

Дмитриева Р. Г. 1951. К литологии Чокракских доломитов Западного Предкавказья ДАН СССР, т. LXXVI, № 2.
Добрянский А. Ф. 1950. Превращение нефти в природе как причина разнообразия ее свойств, Вестник Ленинградского университета, № 1, Ленинград.
Дьяков Б. Ф. 1952. Против „идей" проф. Н. А. Кудрявцева о магматическом происхождении нефти (в порядке дискуссии), Нефтяное хозяйство, № 2.
Еременко Н. А. 1941. О закономерностях в распределении нефтей по удельным весам в разрезе месторождений Апшеронского полуострова, Нефтяная промышленность СССР, № 3.
Еременко Н. А. 1948. Изменение некоторых свойств нефтей в месторождении в зависимости от условий формирования залежей, Вестник Московского университета, № 9, М.
Ермолаев М. М. 1948. О литогенезе пластических глинистых морских осадков, Известия АН СССР, серия геологическая, № 1.
Жабрев Д. В. 1939. Изменения состава вод по нефтяному месторождению в целом и по отдельным пластам, Труды Геологического института им. Губкина, т. XIX, АзФАН СССР, Баку.
Жабрев Д. В. 1947. Геологические предпосылки поисков газовых месторождений Азербайджана, Нефтяное хозяйство, № 3.
Жемчужников Ю. А. (редактор) 1940. Косая слоистость и ее геологическая интерпретация, Сб статей, Труды ВИМС, вып. 163, М.—Л.
Жемчужников Ю. А. 1948. Что такое фация, Литологический сборник, 1, Гостоптехиздат, М.—Л.
Жинью М. 1952. Стратиграфическая геология, Изд-во иностранной литературы, М.
Захаров С. А. 1949. Туткаульский тектонический узел (к вопросу о тектонике Таджикской депрессии), Автореферат кандидатской диссертации, Изд-во Тадж. ФАН СССР, Сталинабад.
Земляков Б. Ф. 1931. *К вопросу о классификации и номенклатуре рыхлых осадочных пород*, Известия ГГРУ, вып. 34.
Зубов И. П. и Хуторов А. М. 1948. Андижанское месторождение нефти, Нефтяное хозяйство, № 12.
Зубов И. П. 1949. Геология и некоторые вопросы нефтеносности Ферганы, Кандидатская диссертация, Институт геологии АН УзССР, Ташкент.
Иванов Д. 1882. Нефтяные источники Ферганской области, Туркестанские ведомости, № 33 и 34, Ташкент.
Ильин С. И. 1940. К вопросу об условиях образования нефти в Средней Азии, Известия АН СССР, Серия геологическая, № 5.
Ильин С. И. 1943. Проблемы нефтеносности Средней Азии, Известия Тадж. ФАН СССР, № 2, Сталинабад.
Ильин С. И. 1945. Современные теории образования нефти в Средней Азии и методика геолого-разведочных работ, Труды 1 Среднеазиатской нефтяной конференции (1941), Изд-во АН УзССР, Ташкент.
Ильин С. И. и Габрильян А. М. 1948. Перспективы нефтеносности Ферганской депрессии в свете результатов разведочных работ 1940—1946 гг., Нефтяное хозяйство, № 4.
Ильин С. И. 1949. Сравнительная характеристика тектоники нефтеносных депрессий Средней Азии, Докторская диссертация, Ленинград.
Казаков А. В. и Одинцова С. В. 1935. Месторождения селитры Средней Азии, Сб. „Минеральные богатства Средней Азии", Ленинград.
Казаков А. В. 1935. Геологический очерк фосфоритных фаций Средней Азии, Сб. „Минеральные богатства Средней Азии", Ленинград.
Казаков А. В. 1938. Фосфоритные фации и генезис природных фосфатов, Советская геология, № 6.
Казаков А. В. 1939. Фосфатные фации, ГОНТИ.
Калесник С. В. 1936. О транскрипции географических названий, Известия Государственного географического общества, № 5.
Калинко М. К. 1948. Распределение „тяжелых" минералов во фракциях различного диаметра и влияние этого фактора на точность минералогических анализов, ДАН СССР, т. LXII, № 5.
Калинко М. К. 1949. Методика петрографической корреляции скважин, Разведка недр, № 4.
Калицкий К. П. 1911. О миграции нефти, Отдельный оттиск из тома XXX, *Известия Геологического комитета*, № 195, С.-Петербург.
Калицкий К. П. 1913. Майли-сай, Известия Геологического комитета, т. XXXII, № 3, С.-Петербург.
Калицкий К. П. 1914. Нефтяные месторождения Ферганы, Известия Геологического комитета, № 256, Петроград.
Калицкий К. П. 1915. 1. Риштанское месторождение нефти (Ферганская область), Труды Геологического комитета, вып. 127, Петроград.

Калицкий К. П. 2. Нефтяные месторождения Шур-су и Камышбаши, Труды Геологического комитета, вып. 133, Петроград.
Калицкий К. П. 1916. В какую фазу геологического цикла происходит образование нефтяных залежей, Труды Геологического комитета, Новая серия вып. 146, Петроград.
Калицкий К. П. 1918. Нефтяные месторождения Сель-рохо, Ферганской области, Труды Геологического комитета, новая серия, вып. 167, Петроград.
Калицкий К. П. 1921. Геология нефти (лекции, читанные в Петроградском горном институте), Петроград.
Калицкий К. П. 1923. Чимионское месторождение нефти, Нефтяное и сланцевое хозяйство, т. IV, 6.
Калицкий К. П. 1926. Катта-дала—возможный новый нефтеносный район Узбекистана, Нефтяное хозяйство. № 11—12.
Калицкий К. П. 1930. 1. О дальнейших конкретных мероприятиях в деле развития нефтяной промышленности УзССР и ее перспективах, (Доклад на III Всесоюзном геологическом съезде в Ташкенте 25 сентября 1928 г.), Труды III Всесоюзного съезда геологов 20—26 сентября 1928 г., вып. II, Ташкент.
Калицкий К. П. 2. Шорсу, Нефтяное хозяйство, № 6.
Калицкий К. П. 1932. Маршрутное описание окрестностей промысла КИМ (б. САНТО) Ферганского района, Труды НГРИ, серия Б, вып. 36, М.—Л.
Калицкий К. П. 1933. 1. Подземное картирование, Ленинград.
Калицкий К. П. 2. Нефтяные ресурсы Узбекистана, Сб. „Узбекистан", Изд.-во АН СССР, т. II.
Калицкий К. П. 1934. Нефтепроизводящие свиты, ОНТИ.
Калицкий К. П. 1935. Об условиях залегания нефти в Ферганском районе, Труды НГРИ, серия А, вып. 73, М.—Л.
Калицкий К. П. 1936. Происхождение и условия залегания Ферганской нефти, Труды НГРИ, серия А. вып. 89, М.—Л.
Калицкий К. П. 1937. Происхождение нефти из остатков растительных сообществ моря, Труды НГРИ, серия А, вып. 105, М.—Л.
Калицкий К. П. 1939. Фациальные особенности шнурковых залежей нефти. Труды НГРИ, новая серия, вып. 5, Л.—М.
Калицкий К. П. 1940. 1. Нефтяные месторождения Среднеазиатских республик (тезисы доклада), Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. IV, М.
Калицкий К. П. 2. Остатки водорослей как возможный исходный материал для образования нефти, Труды НГРИ, новая серия, вып. 13. Л.—М.
Калицкий К. П. 1941. Почему нефть придерживается антиклиналей? ДАН СССР, т. XXXII, № 6.
Калицкий К. П. 1944. Научные основы поисков нефти, Гостоптехиздат.
Калугин П. И. 1942. Копетдагская термальная зона, Докторская диссертация Ашхабад.
Карпинский А. П. 1888. Туркестан — геологическое и орографическое описание по данным, собранным во время путешествий с 1874—1880 г., Рецензия на работу „Туркестан" И. В. Мушкетова, т. I в двух частях, Спб, 1886 г., представленную на соискание премии митрополита Макария, Записки Императорской Академии наук, т. 58, С.-Петербург.
Карпинский А. П. 1947. Очерки геологического прошлого Европейской России, Изд-во АН СССР, М.—Л.
Карцев А. А. 1951. О причинах закономерностей распределения свойств нефтей в месторождениях Апшеронского полуострова, Нефтяное хозяйство, № 9.
Катченков С. М. 1949. К вопросу об окраске кембрийской синей глины, ДАН СССР, т. LXVI, № 6.
Клейнберг А. Т. 1946. Минералогическая характеристика верхнетретичных и четвертичных отложений Южной Ферганы, Кандидатская диссертация, Ленинград.
Клейнберг В. Г. 1948. 1. Схема расчленения моласс Северной Ферганы, ДАН СССР, т. LX, № 7.
Клейнберг В. Г. 1948. 2 Молассы северо-восточной Ферганы, Кандидатская диссертация, Ленинград.
Кленова М. В. 1951. Основные закономерности морского осадкообразования, Известия АН СССР, Серия геологическая, № 1.
Клунников С. И. 1943. Проблемы тектоники Памира, Известия Тадж. ФАН СССР, № 2, Сталинабад.
Ковалевский С. 1931. Нефтяные площади Средазнефти, Азербайджанское нефтяное хозяйство, № 1, (109), Баку.
Колов С. Н. 1927. Геологический очерк Самгарского района, Вестник ирригации, № 4, 1927, Ташкент.

Коробков И. А. 1946. Материалы к истории нижнетретичной эпохи на территории СССР, Вестник Ленинградского университета, № 3, Ленинград.
Коссовская А. Г. 1950. О минералогическом составе глин продуктивной толщи Апшеронского полуострова, Известия АН СССР, серия геологическая, 3.
Коссовская А. Г. 1952. 1. Фациально-минералогические типы глин продуктивной толщи Азербайджана, Статья „Глины Апшеронской области", Известия АН СССР, серия геологическая, 4.
Коссовская А. Г. 1952. 2. Фациально-минералогические типы глин продуктивной толщи Азербайджана, Статья „Глины Прикуринской области, Кабыстана и западных районов Азербайджана", Известия АН СССР, серия геологическая, 6.
Краузе И. И. 1872. О нефтяных источниках в Кокандском ханстве, Русский Туркестан (сборн., изданный по поводу политехнической выставки), вып. 2, Москва.
Кремс А. Я. 1951. Учение академика И. М. Губкина о формировании залежей нефти, Сборн. „Памяти академика И. М. Губкина", Изд-во АН СССР, М.
Криштофович А. Н. 1933. Ангарская свита, Байкальский отдел, Труды Всесоюзного геолого разведочного объединения НКТП СССР, вып. 326, Л.—М.—Новосибирск.
Кротов Б. П. 1925. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением доломитов верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях г. Казани, Труды Общества естествоиспытателей при Гос. Казанском университете, 50, вып. 6.
Кудрявцев Н. А. 1935. Нефтяные месторождения Средней Азии, Сборн. „Минеральные богатства Средней Азии", Ленинград.
Кудрявцев Н. А. 1951. Против органической гипотезы происхождения нефти, Нефтяное хозяйство, № 9.
Кузнецова Н. П. 1939. Проблемы генезиса естественных битумов и пирроловые соединения, Труды Института горючих ископаемых АН СССР, серия генетическая, т. 1, вып. 1, М.
Куликов В. И. 1947. Перспективы поисков стратиграфических залежей в Азербайджане, Азербайджанское Нефтяное хозяйство, № 3.
Кун А. Л. 1876. Некоторые сведения о Ферганской долине, Военный сборник, апрель (№ 4), С.-Петербург.
Курдюков К. В. 1948. К изучению континентальных дельт Ферганы в связи с тектоническим развитием этого района, БМОИП, отд. геол., т. XXIII (5).
Курдюков К. В. 1950. Некоторые вопросы палеогеографии Ферганской котловины, Известия АН СССР, серия геологическая, 5.
Курнаков Н. С. и Жемчужный С. Ф. 1917. О метаморфизации соляных рассолов Отчет о деятельности КЕПС АН СССР, 9.
Кушакевич А. А. 1871. Сведения о Ходжендском уезде, Записки Русского географического об-ва, т. IV, С.-Петербург.
Кушнарь С. А. 1937. Предгорья Северной Ферганы, Геология Узбекской ССР, т. 1, М.—Л.
Кушнарь С. А. 1940. К геологии юго-западных Кызыл-кумов, Ученые записки Географического факультета, т. III, вып. 1, Известия Московского Обл. Педагогического института.
Ланге О. К. 1937. Ферганская котловина, Геология УзССР, т. 1, Ташкент.
Лапинская Т. А. 1947. К вопросу о количественной характеристике формы зерен обломочных минералов, Советская геология, 18.
Лащенов В. Д. 1948. Корреляция продуктивных горизонтов нефтяных месторождений Ильско-Холмского района по качественным показателям, Нефтяное хозяйство, № 3.
Левинсон В. Э. 1939. Пути геохимической битуминологии и наш первый сборник, Труды Института горючих ископаемых АН СССР, Серия генетич, т. 1, вып. 1.
Леонов Г. 1897. Отчет по исследованию соляных источников и коренных месторождений соли в Аму-дарьинском отделе и в Ферганской области, Горный журнал, т. III, август, № 8.
Леонов Г. 1898. Залежи кира в Ферганской области, Туркестанские ведомости, № 74, 75, 76 и 77, Ташкент.
Ливеровская Е. В. 1949. К вопросу об оценке условий осадконакопления по фауне моллюсков палеогена Ферганы (биономические условия нефтеносных фаций палеогена Ферганы по фауне моллюсков), рукопись, ВНИГРИ, Ленинград.
Линдтроп Н. Т. 1934. Результаты испытания фонтанов на Нефтеабаде и Хаудаге, Нефтяное хозяйство, № 11.
Липман Р. Х. 1947. Радиолярии палеогена западной части Средней Азии и их стратиграфическое значение, Кандидатская диссертация, Ленинград.

Ломоносов М. В. 1949. О слоях земных, Госгеолиздат.
Луппов Н. П. 1945. Новые данные по геологии Кара-кумов, в связи с глубоким бурением в районе серных бугров, Труды Туркменского геологического управления, 1, Ашхабад.
Луппов Н. П. 1948. Верхний мел юго-восточного Усть-Урта, Советская геология, 34.
Мазарович А. Н. 1938. Основы геологии СССР, ОНТИ, М.—Л.
Мазарович А. Н. 1940. О ритме в истории Земли, БМОИП, отд. геол., т. XVIII (5—6).
Мазарович А. Н. 1951. *Основы региональной геологии материков*, часть 1, Изд-во Москов. ун-та, М.
Максимович Г. А. 1942. Гидрохимические фации речных вод и их зональность, ДАН СССР, т. XXXVII, № 5—6.
Мандельштам М. И. 1946. Остракоды палеогеновых отложений Средней Азии и *новые данные к систематике этой группы ископаемых*, Кандидатская диссертация, Ленинград.
Марков К. К. 1951. Палеогеография (историческое землеведение), Москва.
Маркова Н. Г. 1948. Тектоника Чингизской зоны северо-восточного Казахстана, Тектоника СССР, т. 1, ч. 1, Изд-во АН СССР, М.—Л.
Марковский А. П. 1936. О взаимоотношении Памира и Тянь-шаня, Научные итоги Т. П. Э., Академия наук СССР.
Марковский А. П. 1937. Северо-западные предгорья Туркестанского хребта (гряда Белесеныk), Геология Узбекской ССР. т. 1, Л.—М.
Марковский Б. П. 1948. Тезисы доклада „Термин и понятие фация", Литологический сборник, 1, Гостоптехиздат, М.—Л.
Мелик-Саркисян С. А. 1903. Ферганское землетрясение 3-го декабря 1902 г., Москва.
Меликов А. А. 1936. Проблема депрессии Куры, Новости нефтяной геологии, № 9.
Меннер В. В. 1950. Советская микропалеонтология 1930—1949—детище сталинских пятилеток. БМОИП, отд. геол., т. XXV (2).
Миддендорф А. Ф. 1882. Очерки Ферганской долины с приложением химических *исследований почв и вод проф. К. Шмидта* (Мемуары Российской Академии Наук), С.-Петербург.
Микей И. Я. 1936. К вопросу о химической природе и строении глауконита, Сб. „Акад. В. И. Вернадскому" к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности, 11, Изд-во АН СССР.
Миклухо-Маклай А. Д. 1946. Материалы к стратиграфии и микрофауне верхнего палеозоя Ферганы, Кандидатская диссертация, Ленинград.
Минакова Н. Е. 1941. К стратиграфии меловых и третичных отложений Чулей, Изд-во УзФАН СССР, Ташкент.
Минакова Н. Е. 1945. Результаты изучения микрофауны палеогена Ферганы, Труды I Среднеазиатской Нефтяной конференции, 1941, Ташкент.
Минакова Н. Е. 1948. Итоги и очередные задачи в области изучения микрофауны *мезокайнозоя Средней Азии*, *II Среднеазиатская конференция* геологов-нефтяников, Ташкент.
Миронов С. И. 1925. Нефть, Нефтяные месторождения в Узбекистане, Изд-во Геологического комитета, Ленинград.
Мирошниченко В. П. 1945. Геологическое строение северо-восточного Хоросана (Иран), *Кандидатская диссертация*, Ашхабад.
Михайлов А. П. 1895. 1. Заметка о горном промысле в Туркестане и некоторых бухарских бекствах, Горный журнал, т. III, сентябрь, С.-Петербург.
Михайлов А. П. 2. Разведка на нефть в Туркестанском крае, Горный журнал, т. III, август, С.-Петербург.
Михайлов А. П. 3. Запасы каменной соли в Самгаре и Бардымкульском ущелье, Горный журнал, т. III, июль, С.-Петербург.
Мордвилко Т. А. 1936 К вопросу о параллелизации третичных отложений Каратау со смежными районами Средней Азии и Казахстана, Проблемы советской геологии, 12.
Мосеев В. Е. 1941. Новая возможно нефтеносная свита Южной Ферганы, Нефтяная промышленность СССР, № 3.
Муратов М. В. 1940. *К вопросу о рациональной классификации карбонатных* пород, Советская геология, № 11.
Муратов М. В. 1948. Основные этапы тектонического развития Причерноморья и генетические типы структурных элементов земной коры, Известия АН СССР, серия геологическая, № 5.
Муратов М. В. 1949. *Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной* области юга Европейской части СССР и сопредельных стран, Тектоника СССР, том II, Изд-во АН СССР, М.—Л.
Мухин В. Г. 1936. К геологии Центрального и Западного Тянь-Шаня, Проблемы Советской геологии, т. VI, № 5, М.—Л.
Мушкетов И. В. 1886. Туркестан, т. I, С.-Петербург.

Мушкетов И. В. 1891. Краткий очерк геологического строения Закаспийской области, Записки С.-Петербургского минералогического общества, вторая серия, часть двадцать восьмая, С.-Петербург.
Мушкетов Д. 1911. Восточная Фергана (предварительный отчет о работах 1909—1911 гг.), Отдельный оттиск из т. XXX Известий Геологического комитета, № 200, С.-Петербург.
Мушкетов Д. 1912. Ледниковая область восточной Ферганы, Известия Русского географического общества, т. XLVIII, вып. I—V, С.-Петербург.
Мушкетов Д. И. 1919. О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем, Геологический комитет, *Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 10, Петроград.*
Мушкетов Д. И. 1934. Современные представления о тектонике Средней Азии, Записки Ленинградского горного института, т. VIII, Л.—М.
Мышенков Д. 1871. Геологические наблюдения во время Зеравшанской экспедиции, Записки Русского географического общества, т. 4.
Наливкин Д. В. 1926. Очерк геологии Туркестана, Ташкент.
Наливкин Д. В. 1928. 1. Палеогеография Средней Азии в кайнозойскую эру, Известия Геологического комитета, т. 47, № 2, Ленинград.
Наливкин Д. В. 1928. 2. Северный склон Алайского хребта, Путеводитель экскурсии *III Всесоюзного* съезда геологов (*Ташкент, 1928 г.*), изд. Геологического комитета, Ленинград.
Наливкин Д. В. 1929. Палеогеография Средней Азии в палеозое, Труды III Всесоюзного съезда геологов 20—26 сентября 1928, вып. II, Ташкент.
Наливкин Д. В. 1930. Тектонические циклы западной части Ангарской геосинклинали, Изд-во Среднеазиатского отделения Геологического комитета, Ташкент.
Наливкин Д. В. 1932. 1. Новые данные и проблемы геологии Средней Азии, Вестник Всесоюзного геолого-разведочного объединения, № 3—4, Л.—М.
Наливкин Д. В. 1932. 2. Зона центральных поднятий средиземноморского орогена, Известия Всесоюзного геолого-разведочного объединения, т. LI, вып. 82.
Наливкин Д. В. 1933. Учение о фациях, ОНТИ, М.—Л.
Наливкин Д. В. 1936. Палеогеография Средней Азии, Изд-во АН СССР, Научные итоги ПТЭ.
Наливкин Д. В. 1937. Успехи региональной геологии, Природа, № 10.
Нейман-Пермякова О. Ф. 1929. Ак-бель и Ак-чоп, Краткий геологический и гидрогеологический очерк, Известия Геологического комитета, т. XLVIII, № 5.
Неуструев С. С. 1912. Почвенный очерк Андижанского уезда, С.-Петербург.
Николаев В. А. 1935. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня, Записки Всероссийского минералогического общества, часть LXII, № 2.
Никшич И. И. 1924. Копет-даг, изд. Туркводхоза, Ташкент.
Никшич И. И., Данов И. И. и Василевский П. М. 1929. Геологический очерк Туркмении, Сборн. „Туркмения", т. II, Изд-во АН СССР, Ленинград.
Ноинский М. Э. 1913. Самарская лука (геологическое исследование), Труды Общества естествоиспытателей при Казанском университете, т. XLV, вып. 4—6, Казань.
Ноинский М. Э. 1924. Некоторые данные относительно строения и фациального характера казанского яруса в Приказанском районе, Известия Геологического комитета, № 6.
Ноинский М. Э. 1932. Краткий очерк истории изучения недр Татарской республики, Сборн. „Геология и полезные ископаемые Татарской республики", Татиздат, Казань.
Обручев В. А. 1911. К вопросу о происхождении лёсса (в защиту эоловой гипотезы), Известия Томского технологического института, т. 23, № 3, Томск.
Обручев В. А. 1948. Основные черты кинетики и пластики неотектоники, Известия АН СССР, серия геологическая, № 5.
Обрядчиков С. Н. 1946. Температурные условия образования нефти в природе Нефтяное хозяйство, № 3—4.
Ог Э. 1922. Геология, т. I, издание второе.
Огнев В. Н. 1935. Геология северной Ферганы, Труды Киргизской комплексной экспедиции 1932—1933 гг., т. II, Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, часть V, Изд-во АН СССР, Ленинград.
Огнев В. Н. 1937. 1. Ак-бель, Ак-чоп и Супе-тау, Геология УзССР, т. I, Л.—М.
Огнев В. Н. 1937. 2. Баубаш-атинский горный узел и прилегающие части Атойнакского и Ферганского хребтов, Геология Узбекской ССР, т. I, М.—Л.
Огнев В. Н. 1937. 3. Геология и гидрогеология района Камышкурганских соляных месторождений, Таджикско-Памирская экспедиция 1935 г., М.—Л.
Огнев В. Н. 1939. 1. Таласо-ферганский разлом, Известия АН СССР, серия геологическая, № 4.

Огнев В. Н. 1939. 2. Тектоника Туркменской ССР, Труды XVII сессии Международного геологического конгресса. т. II, М.

Огнев В. Н. и др. 1940. Геологическая карта Средней Азии, лист К-43-В, северо-западная четверть (Кетмень-тюбе), М.—Л.

Огнев В. Н. 1946. Структурно-фациальные особенности угленосных толщ Восточно-ферганского каменноугольного бассейна, Изд-во Кир. ФАН СССР, Фрунзе.

Огнев В. Н. 1947. Палеогеография р. Нарын в геологической истории Западного Тянь-Шаня, Известия Всесоюзного географического общества, т. 81, вып. 4.

Осипова А. И. 1947. Осадки и бентос нижнеалайского моря в районе Исфары (Ю. Фергана), ДАН СССР. т. LVIII, 9.

Осипова А. И. 1949. Материалы к литологической и фациальной характеристике отложений палеогена юго-восточной Ферганы, ДАН СССР, т. LXIV, 3.

Островский И. А. 1935. *Тяжелые минералы гранитов Средней Азии*, Труды ТПЭ.

Павлов А. П. 1903. О туркестанском и европейском лёссах, Приложение к протоколу годичного заседания Московского общества испытателей природы, апрель, сентябрь, декабрь, № 4–9.

Павлова С. Н. 1934. Исследование ферганской нефти месторождения КИМ (САНТО), Сборн. „Нефти, битумы и газы внекавказских месторождений СССР".

Павлова С. Н. и Гофман П. С. 1934. Исследование ферганских нефтей месторождения Шорсу, Сборн. „Нефти, битумы и газы внекавказских месторождений СССР".

Палицын Н. Д. 1939. Результаты геохимического изучения артинских карбонатных пород Ишимбаевского месторождения нефти, Труды НГРИ, серия А, вып. 115.

Паффенгольц К. Н. 1948. Геология Армении, Гос. изд-во Геологической литературы.

Пахомов С. Е и Колодяжный Ю. А. 1932. Чангырташ-Текебельское нефтяное месторождение, Труды НГРИ, серия А, вып. 12, Ленинград.

Пейве А. В. 1933. Нижнеэоценовые фосфоритные известняки Восточной Ферганы, БМОИП, отд. геологии, т. XI (4).

Пейве А. В. 1937. О границе Северного и Южного Тянь-Шаня, Известия АН СССР серия геологическая, 3.

Пейве А. В. 1938. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня, Известия АН СССР, серия геологическая, № 5—6.

Пейве А. В. 1941. О „законе" инверсии в геологии Кавказа, Советская геология, № 4.

Пейве А. В. 1947. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тянь-шаньского орогена и происхождение его вираций, БМОИП, отд. геология, т. XXII (5).

Петров В. П. 1948. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин *и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще*, Труды ИГН АН СССР, вып. 95, петрографическая серия (№ 29), М.

Петров Н. П. 1949. Строение Гаурдакской свиты в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, ДАН УзССР, 3, Ташкент.

Петровский Н. Ф. 1875. Очерки Кокандского ханства, Вестник Европы, кн. 10, октябрь.

Петрушевский Б. А. 1940. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана, Изд-во АН СССР.

Петрушевский Б. А. 1948. К истории развития Тянь-Шаня в мезозойское и кайнозойское время, БМОИП, отд. геология, т. XXIII (5).

Петрушевский Б. А. 1949. История развития Урало-Сибирской эпигерцинской платформы в мезозойское и кайнозойское время, Автореферат докторской диссертации, АН СССР, Институт геологических наук, М.

Петрушевский Б. А. 1951. О природе азиатского горного пояса, Сборн. „Памяти академика А. Д. Архангельского", Вопросы литологии и стратиграфии СССР, М.

Погребов Н. Ф. и Шильников Д. А. 1929. Отчет о разведках Изварского месторождения доломита в Ленинградской области, Известия Геологического комитета, т. 58, № 5, Ленинград.

Попов В. И. 1937. 1. О литологическом изучении осадочных формаций Узбекистана, Отдельный оттиск из журнала „Социалистическая наука и техника", № 8, Ташкент.

Попов В. И. 1937. 2. *О непрерывности тектонических движений* (тезисы доклада на XVII сессии Международного геологического конгресса), М.—Л.

Попов В. И. 1938. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня, Изд-во Комитета наук УзССР, Ташкент.

Попов В. И. 1940. 1. Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы, Изд-во Комитета наук УзССР, Ташкент.
Попов В. И., Габрильян А. М. и Воробьев А. Л. 2. Коллофанит в Фергане, Известия УзФАН СССР, № 6.
Попов. В. И. 1945. Генезис и методика исследования кайнозойских моласс Ферганы, Труды I Среднеазиатской нефтяной конференции (1941), Ташкент.
Попов В. И. 1948. Краткая регионально-литологическая характеристика верхнегобийских, кайнозойских молассовых формаций Средней Азии, Труды II Среднеазиатской конференции геологов-нефтяников (1947), Изд-во АН УзССР, Ташкент.
Попов В. И. 1949. 10 лет литологического исследования осадочных формаций Средней Азии, (Тезисы доклада на I Среднеазиатской литологической сессии Академии Наук УзССР), Труды Института геологии АН УзССР, вып. 4, Ташкент.
Попов В. И. 1950. Фациальное развитие осадков горных склонов и подгорных пустынных равнин. Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2, Изд-во АН СССР, М.—Л.
Порфирьев В. Б. и Васильев В. А. 1933. К вопросу о генезисе Среднеазиатских нефтяных месторождений. Нефтяное хозяйство, № 10.
Порфирьев В. Б. 1938. Нефть в Таджикистане (условия нефтеобразования), М.—Л.
Порфирьев В. Б. 1939. Основные факторы нефтеобразования, Известия АН СССР, серия геологическая, № 3.
Порфирьев В.Б. 1940. Условия образования нефти и нефтяных месторождений Среднеазиатских провинций СССР, Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. IV, М.
Порфирьев В. Б. 1941. Условия образования нефти и нефтяных месторождений Средней Азии, Изд-во УзФАН СССР, Ташкент.
Порфирьев В. Б. 1945. Условия образования нефтяных месторождений Средней Азии, Труды I Среднеазиатской нефтяной конференции, Ташкент.
Порфирьев В. Б. и Гринберг И. В. 1948. Геохимические основы генезиса нефти, Труды Львовского геологического общества, серия геологии нефти, вып. 1, Львов.
Порфирьев В. Б. 1948. Роль микроорганизмов в образовании нефти, Труды Львовского геологического общества, серия геологии нефти, вып. I Львов.
Порфирьев В. Б. и Гринберг И. В. 1949. Геологические и геохимические условия образования нефти, Научные записки Львовского политехнического института, вып. XVI, серия нефтяная, № 4, Львов.
Посохов Е. В. 1950. Геология и гидрохимия соляных озер Казахстана, Автореферат докторской диссертации, Алма-Ата.
Постовский И. Я. 1934. Новое в геохимии нефти, Природа, № 10.
Постовский И. Я. и Гецен В. Б. 1935. К геохимии нефти и битумов Волго-Уральской области, Химия твердого топлива, № 5.
Потапов И. И. 1947. Ритмичность отложений продуктивной толщи Апшеронского полуострова, Известия Азербайджанской ССР, № 2, Баку.
Преображенский И. А. 1911. Поездка в Туркестанский хребет (бассейны Зеравшана, Ляйляка, Исфары и Соха), Известия Русского географического общества, т. XLVII, С.-Петербург.
Преображенский И. А. 1914. К вопросу о происхождении туркестанского лёсса, Почвоведение, № 1—2, С.-Петербург.
Преображенский И. А. 1917. Месторождения целестина в Фергане, Труды Комиссии сырья, вып. IV, Петроград.
Принада В. Д. 1931. Материалы к познанию мезозойской флоры Средней Азии, Труды ГГРУ ВСНХ СССР, вып 122, М.—Л.
Притула А. Ф. 1926. Нефтяные месторождения Ферганы, Москва.
Протодьяконов М. М. 1921. Курс горного искусства, изд. Туркестанского Государственного университета, Ташкент.
Пустовалов Л. В. 1933. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии, Проблемы советской геологии, № 1.
Пустовалов Л. В. 1937. 1. Ратовкит Верхнего Поволжья (литологический очерк месторождения), Изд-во АН СССР, М.—Л.
Пустовалов Л. В. 1937. 2. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху, Проблемы советской геологии, № 11.
Пустовалов Л. В. 1940. 1. Об осадочной дифференциации вещества и о периодичности минерального осадкообразования, Разведка недр, № 4, Москва.
Пустовалов Л. В. 1940. 2. Петрография осадочных пород, т. I и II, Гостоптехиздат.

Пустовалов Л. В. и Султанов А. Д. 1946. 1. О сопряженности гранулометрического, минералогического и химического состава пород продуктивной толщи Прикуринской низменности, ДАН СССР, т. LII, № 3.

Пустовалов Л. В. и Султанов А. Д. 2. О распределении тяжелых минералов по типам пород продуктивной толщи Прикуринской низменности, ДАН СССР, т. LII, № 2.

Пустовалов Л. В. 1947. О терригенно-минералогических фациях, БМОИП, отд. геологии, т. XXII (5).

Рагозин А. В. 1904. Исследование Чимионской нефти, Труды Бакинского отдела Русского технического общества, январь, Баку.

Радченко О. А. 1951. Современные представления о генезисе нефти и процессах ее преобразования и разрушения, Сборн. „Памяти академика И. М. Губкина". Изд-во АН СССР, М.

Ренгартен В. П. 1930. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа, Труды Третьего Всесоюзного съезда геологов, вып. 11.

Ренгартен В. П. 1933. Мезозой восточного Памира, Сборн. „Таджикская комплексная экспедиция 1932", М.—Л.

Ренгартен В. П. 1939. Общий очерк тектоники Кавказа, Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 11, М.

Ренгартен В. П. 1950. Рудистовые фации меловых отложений Закавказья, Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 130, геологическая серия (51).

Рожкова Е. В. и Горецкий Ю. К. 1945. Происхождение и классификация кремневых опаловых пород, Труды ВИМС, вып. 177, М.—Л.

Розанов А. Н. 1951. Сероземы Средней Азии, Изд-во АН СССР, М.

Романовский Г. Д. 1878. Материалы для геологии Туркестанского края, Вып. 1. Геологический и палеонтологический обзор северо-западного Тянь-Шаня и юго-восточной части Туранской низменности, С.-Петербург.

Романовский Г. Д. 1879. Два новых вида из семейства устричных раковин, найденных в Ферганской области, Записки С.-Петербургского минералогического общества, вторая серия, часть 14, С.-Петербург.

Романовский Г. Д. 1882. 1. Ферганский ярус меловой почвы и палеонтологический его характер, Записки С.-Петербургского минералогического общества, вторая серия, часть 17, С.-Петербург.

Романовский Г. Д. 1882. 2. Геологический характер Сарваданского буроугольного образования в Зеравшанском округе, Записки С.-Петербургского минералогического общества, вторая серия, часть 17, С.-Петербург.

Рухин Л. Б. 1937. Новый способ определения условий отложения древних песков, Проблемы советской геологии, № 11.

Рухин Л. Б. 1940. Новый метод перечисления гранулометрического состава песков, Советская геология, № 9.

Рухин Л. Б. 1947. Гранулометрия и генезис песков, Советская геология, Сборн. 18.

Рыжков О. А. 1949. Тектоника предгорной части Ферганы, Автореферат кандидатской диссертации, Изд-во АН УзССР, Ташкент.

Рыжков О. А. 1950. 1. Некоторые данные по тектонике брахиантиклиналей предгорной Ферганы, Труды Института геологии АН УзССР, вып. 4, Ташкент.

Рыжков О. А. 2. Некоторые новые данные о меловых отложениях северо-восточной Ферганы, ДАН УзССР, 2.

Рыжков О. А. 1951. 1. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в мезозое и кайнозое, Труды Института геологии, вып. 6, Ташкент.

2. О находке Cardium sp. в нижней красноцветной толще мела юго-восточной Ферганы, ДАН УзССР, 2, Ташкент.

Савченко В. П. 1952. Вопросы формирования нефтяных и газовых залежей (в порядке дискуссии), Нефтяное хозяйство, № 5.

Самойлов Я. В. 1913. 1. К вопросу о генезисе некоторых минералов осадочных пород, О целестинах Туркестана, Оттиск из „Сборника в честь двадцатипятилетия научной деятельности Владимира Ивановича Вернадского", Москва.

Самойлов Я. В. 2. К вопросу о фосфоритах Ферганы и восточной части Сыр-Дарьинской области, Труды Комиссии Московского сельскохозяйственного института по исследованию фосфоритов, серия I, т. V, Москва.

Самойлов Я. В. 1925. Отложения кремнезема органогенного происхождения, Труды Института прикладной минералогии и металлургии, вып. 18.

Саркисян С. Г. 1949. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья, Изд-во АН СССР, М.—Л.

Саркисян Б. М. 1947. Зависимость качества нефтей от геологических условий, Азнефтеиздат, Баку.

Сарычева Т. Г. 1952. Палеонтологические определители и их значение для геологической практики, Известия АН СССР, серия геологическая, № 3.
Северцев Н. А. 1873. Путешествия по Туркестанскому краю и исследование горной страны Тянь-Шаня, С.-Петербург.
Седлецкий И. Д. 1939. Генезис монтмориллонита и каолинита и условия их совместного нахождения в коллоидах почв и глин, ДАН СССР, т. XXII, № 8.
Семихатов А. Н. 1947. О гидрогеологических циклах, ДАН СССР, т. VI, № 6.
Сермягин В. 1939. Литология рифовых известняков верхнего палеозоя западного склона Урала, Труды НГРИ, серия А, вып. № 5.
Симаков С. Н., Швембергер Н. А. и Вялов О. С. 1935. Силурийская нефть в Средней Азии, ДАН СССР, Новая серия, т. II, № 8—9.
Симаков С. Н. 1950. Заметка об устричной толще Ферганы, ДАН СССР, т. LXXV, № 3.
Симаков С. Н. 1952. К стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии, ДАН СССР, т. LXXXII, № 1.
Скворцов Ю. А. 1932. Проблема Туркестанского лёсса, Труды ВГРО НКТП СССР, вып. 225, Материалы по четвертичной геологии СССР, часть 1, Л.—М.
Скворцов Ю. А. 1950. Неотектоника гор Средней Азии, Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2, Изд-во АН СССР, М.—Л.
Слюсарева М. Н. 1935. Целестины района Шор-су, Геология Средней Азии (сборник статей), № 1, Ташкент.
Соколов Б. С. 1949. К стратиграфии третичных и древнечетвертичных отложений Нарынской депрессии (Тянь-Шань), ДАН СССР, т. LXVI, 4.
Соколов В. Д. 1908. Материалы по геологии ферганских месторождений нефти, Протоколы заседания Московского общества испытателей природы за 1907 г., Москва.
Соколов Д. В. 1910. К вопросу о ферганском ярусе, Bull. de la Soc. Imp. des Natural. de Moscou, 1909, Moscou.
Соколов Д. В. 1912. Об отношениях между ферганским ярусом и верхним мелом в Фергане, Ежегодник по геологии и минералогии России, т. XIV, вып. 4—5.
Солодкевич В. С. 1929. Некоторые новые или мало изученные Corbulidae из эоценовых отложений Туркестана, Известия Геологического комитета, т. 58, № 3, Ленинград.
Солун В. И. 1940. Материалы к стратиграфии юго-восточной Ферганы, Труды НГРИ, Новая серия, вып. 10.
Страхов Н. М. 1937. О значении сероводородных бассейнов как областей отложения битуминозных и „нефтепроизводящих свит", Известия АН СССР, серия геологическая, № 5.
Страхов Н. М. 1939. 1. Доманиковая фация Южного Урала, Труды ИГН АН СССР, вып. 16, геологическая серия, № 6.
Страхов Н. М. 2. О доманике, его исследовании и интерпретации (ответ Г. И. Теодоровичу), Советская геология, № 6.
Страхов Н. М. 1944. Доломитовые осадки озера Балхаш и их значение для познания процессов доломитообразования, Советская геология, 4.
Страхов Н. М. 1945. О значении современных озерных и лагунных водоемов для познания процессов осадкообразования, Известия АН СССР, серия геологическая, 1.
Страхов Н. М. и Цветков А. И. 1946. О парагенезисе карбонатных минералов в отложениях соляных лагунных водоемов, изд. МОИП, новая серия, вып. 3 (7), Материалы по литологии, М.
Страхов Н. М. 1946. Основные вопросы геологии кунгурских отложений Башкирского Приуралья, Советская геология, сборн. 9.
Страхов Н. М. и Борнеман-Старынкевич И. Д. 1946. О стронции, боре и броме в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья, Сборн. „Вопросы минералогии, геохимии и петрографии", посвященный памяти А. Е. Ферсмана, М.—Л.
Страхов Н. М. 1947. 1. О карбонатном режиме рек, Советская геология, сборн. 18, 1947.
Страхов Н. М. 2. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли, Труды ИГН АН СССР, вып. 73, геологическая серия (№ 22), М.
Страхов Н. М. 1948. 1. Об истинной роли бактерий в образовании карбонатных пород, Известия АН СССР, серия геологическая, № 3.
Страхов Н. М. 2. О гранулометрическом методе изучения песков проф. Л. Б. Рухина, Известия АН СССР, серия геологическая, № 3.
Страхов Н. М. 3. Основы исторической геологии, часть II, М.—Л.
Страхов Н. М. 1951. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов, Труды Института геологических наук, вып. 124, геологическая серия (№ 45), Изд-во АН СССР.

Страхов В. А. 1948. История геотектонического развития Куринской депрессии (тезисы доклада), Рукопись Института геологии АН Азербайджанской ССР, Баку.

Съюорд А. Ч. 1907. Юрские растения Кавказа и Туркестана, Труды Геологического комитета, новая серия, вып. 38.

Табасаранский З. М. 1946. Газовая съемка на месторождениях Ферганской долины, Нефтяное хозяйство, № 12.

Татарский В. Б. 1946. Литология палеогена Юго-западной Ферганы, рукопись, НГРИ, Л.

Татарский В. Б. 1937. К вопросу о происхождении доломита, Записки Всероссийского минералогического общества, часть LXVI, № 4.

Татарский В. Б. 1939. Литология нефтеносных карбонатных пород Средней Азии и происхождение нефтеносных доломитов, Труды НГРИ, серия А, вып. 112.

Татарский В. Б. 1949. О распространенности раздоломиченных пород, ДАН СССР. т. LXIX, № 6.

Татарский В. Б. 1952. Петрография бухарского яруса Таджикской депрессии и некоторые вопросы петрографии карбонатных пород, Автореферат докторской диссертации, Ленинград.

Твалчрелидзе А. А. 1941. Генезис и типы месторождений отбеливающих глин, Неметаллические ископаемые СССР, т. 4, Изд-во АН СССР, М.—Л.

Твенхофел У. Х. 1936. Учение об образовании осадков, ОНТИ.

Теодорович Г. И. 1935. К терминологии карбонатных пород, Проблемы советской геологии, № 8.

Теодорович Г. И. 1942. Доломитизация рифовых образований Ишимбаевского нефтеносного района, ДАН СССР, т. XXXIV, № 6.

Теодорович Г. И. 1946. Минералы осадочных пород как показатели физико-химической обстановки, Сборн. „Вопросы минералогии, геохимии и петрографии", посвященный памяти А. Е. Ферсмана, М.—Л.

Теодорович Г. И. 1949. Сидеритовая геохимическая фация морей и вообще соленых вод как нефтепроизводящая, ДАН СССР, т. LXIX, № 2.

Теодорович Г. И. 1950. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области, Изд-во АН СССР, М.—Л.

Теодорович Г. И. 1951. Об основных закономерностях осадкообразования, Сборн. „К вопросу о состоянии науки об осадочных породах", М.—Л.

Тесленко Г. И. 1948. Бентониты Шор-су, рукопись Института геологии АН УзССР. Ташкент.

Тесленко Г. И. 1949. Диатомовые опоки сузакского яруса Ферганы, Труды Института геологии АН УзССР, вып. 4.

Токманов Б. 1926. Ферганская нефть и вопросы ее переработки и использования, Нефтяное хозяйство, № 11—12.

Толстой М. П. 1951. Об ошибочных представлениях в вопросе происхождения нефти, Нефтяное хозяйство, № 12.

Туаев Н. П. 1934. Геологические исследования в Ширабадском районе, Труды НГРИ, серия Б, вып. 46.

Туаев Н. П. 1948. Проблема нефтеносности палеозойских отложений Средней Азии, Труды II Среднеазиатской конференции геологов-нефтяников (1947), Изд-во АН УзССР, Ташкент.

Уклонский А. С. 1933. Геохимия вод Узбекистана, Сборн. „Узбекистан", Изд-во АН СССР. т. II, М.

Уклонский А. С. 1935 1. Месторождение Шорсу, Сборн. „Полезные ископаемые Шорсу", Ташкент.

Уклонский А. С. 1935. 2. Геохимическая характеристика Шорсуйского серного района, сборн. „Полезные ископаемые Шорсу", Ташкент.

Уклонский А. С. 1940. 1. Парагенезис серы и нефти, Изд-во УзФАН СССР Ташкент.

Уклонский А. С. 1940. 2. Парагенезис серы и нефти, Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. IV, М.

Уклонский А. С. 1945. Парагенезис серы и нефти в месторождениях Средней Азии, Труды I Среднеазиатской нефтяной конференции (1941 г.), Изд-во АН УзССР, Ташкент.

Ульянов А. В. 1946. Мощность свит как критерий при определении перспектив нефтеносности, Советская геология, сборн. № 9.

Фаас А. В. 1908. К познанию фауны морских ежей из меловых отложений Русского Туркестана, Описание нескольких форм, найденных в Ферганской области, Труды Геологического комитета, новая серия, вып. 49, С.-Петербург.

Фавицкий П. Г. 1868. Минеральные богатства окрестностей Ходжента, Горный журнал, т. IV, № 6.

Федоров С. Ф. 1939. *Нефтяные месторождения Советского Союза*, М.—Л.
Федорова З. А. 1945. Литология известняков бухарского яруса и разработка месторождений нефти Сурхан-дарьинской депрессии, Изд-во АН УзССР, Ташкент.
Федченко А. П. 1872. Объяснительная заметка к карте Кокандского ханства прилежащих стран, Известия Русского географического общества, т. VIII, № 1, С.-Петербург.
Федченко А. П. 1875. Путешествие в Туркестан, Известия Общества любителей естествознания, антропологии и этнографии, т. XI, вып 7, т. 1, часть II; в Кокандском ханстве, тетрадь 1. С.-Петербург—Москва.
Феодотьев К. М. 1944. Геология и рассолы Камышкурганского соляного района, Кандидатская диссертация, Ташкент.
Ферсман А. Е. 1936. Цвета минералов, Изд-во АН СССР, М.—Л.
Ферсман А. Е. 1939. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, М.—Л.
Флоренский В. П. 1941. Флюорит в нижнепермских отложениях Башкирской АССР, ДАН СССР, т. XXXI, № 3.
Флоренский В. П. 1947. Об одном из методов сопоставления химических анализов осадочных пород, Советская геология, сборн. 18.
Флоренский В. П. 1948. Периодичность осадконакопления в кунгурских отложениях Западного Приуралья, Труды Московского Нефтяного института им. акад. И. М. Губкина, вып. 8, М.—Л.
Фоменко В. И. 1929. Некоторые данные о нефтях ферганских месторождений, Нефтяное хозяйство, 10.
Фоменко В. И. 1941. О порфиринах в связи с генезисом роменских нефтей. Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, вып. 1, Изд-во АН УССР, Киев.
Формозова Л. Н. 1949. Глауконитовые пески урочища Кызылсай, Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 112, геологическая серия (38).
Фролова Н. В. 1939. Классификация глинисто- и песчано-карбонатных пород, Советская геология, № 7.
Фролова Н. В. 1941. О доломитовой муке в породах среднего кембрия Лено-Байкальского водораздела, ДАН СССР, т. XXXII, № 6.
Фроловская В. Н. 1951. Результаты люминесцентного анализа нефтей, Сборн. „Памяти академика И. М. Губкина", Изд-во АН СССР, М.
Фрост А. В. 1942. Каталитическое действие активных алюмосиликатов, ДАН СССР, *новая серия*, т. XXXVII, № 7–8.
Фрост А. В. 1944. Роль глины в образовании нефти, Ученые записки Московского университета, Труды лаборатории физической химии, М.
Фрост А. В. 1946. Содержание в нефтях гексанафтенов как мера температурного образования нефти, Нефтяное хозяйство, № 3—4.
Фрост А. В. и Осницкая Л. К. 1951. К вопросу о происхождении нефти, Сборн. „Памяти академика И. М. Губкина", Изд-во АН СССР, М.
Хаин В. Е. 1946. К вопросу о законах развития мобильных (геосинклинальных) поясов земной коры, Советская геология, № 11.
Хаин В. Е. *1950. 1. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях*, БМОИП, отд. геологии, т. XXV (6).
Хаин В. Е. 1950. 2. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа, Азнефтеиздат, Баку.
Хаин В. Е. и Шарданов А. Н. 1950. Геологическая история Куринской впадины в кайнозое (некоторые основные выводы), Известия АзербССР, № 5.
Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. 1950. Основные этапы геотектонического развития Кавказа, БМОИМ. отд. Геологии, т. XXV, (3), (4).
Хаин В. Е. 1951. Важнейшие типы геосинклинального развития, ДАН СССР, т. XXXI, № 3.
Харичков К. 1902. О нефти из Ферганской области, Журнал Русского физико-химического общества, т. XXXIV, отдел первый, С.-Петербург.
Хитаров Н. И. 1932. Глауконит и связанные с ним задачи, М.—Л.
Хлопин В. Г. 1935. Природные газы Средней Азии, Сборн. „Минеральные богатства Средней Азии", Ленинград.
Цветков А. И. 1949. Безводные карбонаты, Труды Института геологических наук АН СССР, вып. 120, петрографическая серия (35).
Чернышев Ф. Н., Бронников М. М., Вебер В. Н. и Фаас А. В. 1910. Андижанское землетрясение 3/16 декабря, 1902 г., Труды Геологического комитета, новая серия, вып. 54, С. Петербург.
Чернышев Б. И. 1937. О некоторых юрских пластинчатожаберных из Ферганы, Труды Среднеазиатского геологического треста, вып. 1, Ташкент.
Чернышев Ф. А. и Лойко А. И. 1939. Итоги геологических исследований в северо-западной Фергане по работам 1938 г. Фонды Объединения Средазнефть, Коканд.

Чернышев Ф. Л. 1941. К глубокому разведочному бурению на нефть в районе Чуст-папской антиклинали, Известия УзФАН СССР, № 4, Ташкент.
Чирвинский В. Н. 1914. Материалы к познанию химического и петрографического состава ледниковых отложений юго-западной России в связи с вопросом о движении ледникового покрова, Отдельный оттиск из Записок Киевского общества естествознания, т. XXIV, Киев.
Чуенко П. П. 1937. Юго-западные отроги Гиссарского хребта, Геология Узбекской ССР, т. II, М.—Л.
Шабаров Н. В. 1937. Мезозойские угленосные районы Средней Азии, Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, т. 1, М.
Шабаров Н. В. 1939. Новый (восточноферганский) каменноугольный бассейн в Киргизской ССР и его аналоги в Узбекской и Таджикской ССР, Советская геология, № 6.
Шанцер Е. В. 1948. К учению о фациях континентальных отложений, Бюллетень Ком. по изучению четвертичного периода, № 13, Изд-во АН СССР,
Шатов Г. И. 1934. 1. О геологии и нефтеносности Северной Ферганы, Нефтяное хозяйство, № 10.
Шатов Г. И. 2. Геолого-съемочная работа в восточной части Ферганской долины, Отчет о сост. и деятельности геолого-разведочного Института за 1932 г. М.—Л., Новосибирск.
Шатский Н. С. 1938. О тектонике центрального Казахстана, Известия АН СССР. Отд. мат. и естественных наук, № 5—6.
Шатский Н. С. 1939. Орогенические фазы и складчатость, Труды XVII Сессии Международного геологического конгресса, т. 2, М.
Шатский Н. С. 1951. О длительности складкообразования и о фазах складчатости, Известия АН СССР, серия геологическая, № 1.
Швецов М. С. 1940. Результаты изучения карбоновой части Московской и Цнинской скважин Бюро палеозоя, Советская геология, № 7.
Швецов М. С. 1948. Петрография осадочных пород, Госгеолиздат, М.—Л.
Шехтман П. А. 1935. Тихоокеанская складчатость в Средней Азии, Материалы по геологии Средней Азии, вып. 3. Ташкент.
Шехтман П. А. 1941. Геология среднеазиатского нижнемезозойского угленосного бассейна, Изд-во УзФАН СССР, Ташкент.
Шнейдер Г. Ф. 1947. К стратиграфии кайнозойских моласс Ферганы, ДАН СССР, т. LVIII, № 6.
Шульц С. С. 1937. Складчатые дислокации конгломератов сухих дельт Южной Ферганы, Таджикско-Памирская экспедиция 1935 г. М.—Л.
Шульц С. С. 1943. О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане, Известия АН СССР, серия геологическая, 2.
Шульц С. С. 1947. О гравитационных (массовых) движениях в Тянь-Шане, Известия Кир. ФАН СССР, № 6.
Шульц С. С. 1948. 1. Кочкорская впадина, Советская геология, 34.
Шульц С. С. 1948. 2. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня, Географгиз.
Шульц С. С. 1950. Тектоническое развитие современного Тянь-Шаня, Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2, Изд-во АН СССР, М.—Л.
Щербина В. В. 1939. Окислительно-восстановительные потенциалы в применении к изучению парагенезиса минералов, ДАН СССР, т. XXII, № 8.
Щербина В. Н. 1949. Почвенный гипсовый горизонт как один из факторов формирования ископаемых гипсоносных отложений, ДАН СССР, т. LXIV, 5.
Эрастова Р. М. и Сытый Н. М. 1943. Исследование Чангырташской нефти, Труды Кир. ФАН СССР, т. 1, вып. 1.
Юсупова С. М. 1939. Монтмориллонит из Западной Сулюкты, ДАН СССР, т. XXV, № 3.
Юсупова С. М. и Усова А. К. 1944. Бентонит Шор-су и применение его в литейном деле, ДАН СССР, т. XLII, № 3.
Юсупова С. М. 1945. Физико-химические свойства бентонитовых глин Чангырташа и применение их в нефтяной промышленности, Труды Среднеазиатской конференции (1941), Изд-во АН УзССР, Ташкент.
Юсупова С. М. 1948. Минералогические особенности лёссов Средней Азии, Докторская диссертация, М.
Яншин А. Л. 1950. Палеоген Мангышлака, Бюллетень МОИП, т. XXV (4).
Clapp F. G. 1940. Geology of Eastern Iran. Bull. Geol. Soc. Amer., 51.
Cunningham W. A. 1935. Dolomite in Permian Limestones of West Texas. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 19. No. 11.
Douville H. 1902. Note sur les fossiles recueillis par M. Levantau Turkestan. Bull. Soc. Geolog. de France. IV serie, t. 11, Paris.

Lahee F. 1934. A Study of the Evidences for Lateral and Vertical Migration of Oil. Prob. of Petrol. Geology.
North F. J. 1930. Limestones; their origin, distribution and uses. London.
Rodgers D. 1940. Distinction between calcite and dolomite in polished surfaces. Amer. Journ. of Science, 11.
Suess E. 1894. Beitr. zur Stratigr. Centr. Asiens. Denkschr. der Kais. Ak. der Wissensch Wien.
Treibs A. 1934. Chlorophylle und Haminderivate in bituminosen Gestein Erdölen, Erdwachsen und Asphalten. „Liebigs Ann. d. Chem“., 410.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 7
Глава первая. Краткий обзор предшествовавших исследований Ферганы . 13
Исследование Ферганы с древнейших времен до присоединения Туркестана к России 14
Исследование Ферганы со времени присоединения Туркестана к России до конца XIX столетия 14
Исследование Ферганы с 1900 по 1921 гг. 21
Исследование Ферганы с 1921 по 1938 гг 30
Исследование Ферганы с 1938 по 1952 гг. 46
Глава вторая. Описание основных разрезов верхнего мела и палеогена Ферганы 63
Шайдан 63
Варзык 66
Нарын 72
Чарвак (Караунгур) 78
Караалма 80
Чангырташ 83
Ялпакташ 90
Наукат 92
Риштан 96
Сох 101
Исфара 107
Ташрават 113
Глава третья. Схема ритмостратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганской депрессии 119
Схема ритмостратиграфии верхнемеловых отложений 121
Схема ритмостратиграфии палеогеновых отложений 136
Краткие выводы 146
Глава четвертая. Петрографо-минералогическая характеристика верхнемеловых и палеогеновых отложений Ферганы 151
Риштанский ярус 151
Сумсарский ярус 161
Сопоставление минералогического состава 175
Верхнемеловые отложения 181
Краткие выводы 186
Глава пятая. Фации верхнего мела и палеогена Ферганской депрессии . . 189
Карбонатные фации 191
Сульфатные фации 225
Глинистые фации 226
Обломочные фации 244
Глава шестая. История геологического развития Ферганской депрессии в верхнемеловую и палеогеновую эпохи 253
История геологического развития Ферганской депрессии в верхнемеловую эпоху 257
История геологического развития Ферганской депрессии в палеогеновую эпоху 283
Краткие выводы 312
Глава седьмая. Вопросы нефтеносности Ферганской депрессии и ее сравнительная характеристика с другими межгорными впадинами . . . 316
Заключение 356
Литература 377

Редактор Издательства
Е. И. НОВИКОВА

Технический редактор
З. П. ГОРЬКОВАЯ

Корректор *А. А. Соколова*

Р07134 Сдано в набор 30/VII-57 г. Подписано к печати 21/XII-57 г. Бумага 70×108¹/₁₆=9,12 бум. л. 25, Печ. л. (+14 вкл.) Изд. л. 38,5 Тираж 650. Цена 34 р. 35 к.

Типография Издательства АН УзССР, Ташкент, Хорезмская, 9. Заказ 1049.
Адрес Издательства: Куйбышева, 15.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР

Ташкент, ул. Куйбышева, 15

ВЫШЛИ ИЗ ПЕЧАТИ:

Записки Узбекского отделения всесоюзного минералогического общества, вып. X

Цена в переплете 20 р. 10 к.

В. И. ПОПОВ

Литология кайнозойских моласс Средней Азии, том II

Цена в переплете 24 р. 20 к.

Б. И. ПОПОВ Н. И. ГРИДНЕВ, К. А. НАБИЕВ

Литология кайнозойских моласс Средней Азии, том III

Цена в переплете 22 р. 50 к.

Х. М. АБДУЛЛАЕВ, Н. П. ВАСИЛЬКОВСКИЙ, Л. А. ВАЙНЕР, О. И. ИСЛАМОВ

Очерки по истории геологического изучения Средней Азии

Цена в переплете 12 р. 75 к.

С заказами обращаться: гор. Ташкент, ул. Кирова, 36, Узглавкниготорг. Индивидуальным покупателям, библиотекам, организациям книги высылаются наложенным платежом без задатка.

64