

МАТЕРИАЛЫ
ПО ГЕОЛОГИИ
И ПОЛЕЗНЫМ
ИСКОПАЕМЫМ
ЮЖНОГО
КАЗАХСТАНА

АЛМАТЫ - 1971

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР
ЮЖНО-КАЗАХСТАНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ПОИСКОВО-СЪЕМОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

Выпуск 4 (29)



Издательство «НАУКА» Казахской ССР
АЛМА-АТА · 1971

В книге приводятся новые данные о стратиграфии кембрийских, ордовикских, силурийских, девонских, карбоновых, пермских, мезозойских и кайнозойских отложений отдельных районов Южного Казахстана. Освещены вопросы магматизма, тектоники и металлогении, а также полезные ископаемые.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся изучением Южного Казахстана, научных работников, преподавателей и студентов вузов геологического профиля.

Главный редактор **А. Е. ШЛЫГИН**

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

М. И. ЖАЙМИН (ответственный редактор), **Н. Н. КОСТЕНКО**,
Н. А. СЕВРЮГИН, **В. Д. СТЕРКИН**, **Ф. А. СТАРИЧЕНКО**,
С. Г. ТОКМАЧЕВА (ответственный секретарь).

М. И. ЖАЙМИН

ИТОГИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПОИСКОВО-СЪЕМОЧНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ ЗА 20 ЛЕТ*

Человеку, а следовательно, и коллективу свойственно подводить итоги деятельности за какой-то пройденный период жизни. Это стимулирует дальнейшее движение вперед, позволяет оглянуться назад, проанализировать пройденный путь и наметить задачи на будущее. Свой первый юбилей поисково-съемочная экспедиция Южно-Казахстанского геологического управления отметила в конце 1968 г. Она была создана в Казахстане впервые и перед ней были поставлены специальные задачи — геологическая съемка и поиски. Ее организатором и первым руководителем был Ф. И. Лившиц.

Экспедиция, первоначально названная Алма-Атинской комплексной геологической, входила в состав треста «Казметаллгеология» и проводила работы по его заданию на всей территории республики. В июне 1949 г. после ликвидации треста «Казметаллгеология» она была передана в Казгеолуправление. Экспедиция вела широкие геологические исследования. В ее составе преобладали поисковые и поисково-разведочные партии и подчиненное положение занимали геолого-съемочные. В этот период в экспедицию входили такие крупные разведочные партии, как Кастекская, Саякская, Чуль-Адырская и другие. Постепенно профиль работ изменился в сторону специализации на съемку и поиски. В связи с этим в 1955 г. экспедиция была переименована в геолого-поисково-съемочную.

Со дня основания экспедиция прошла большой и интересный путь. За это время постепенно центр тяжести геологических исследований переместился от мелкомасштабных съемок к редакции и подготовке к изданию государственных геологических карт среднего масштаба, к планомерному полудетальному картированию всей площади и, наконец, к планомерным и повсеместным поисково-оценочным работам на различные виды полезных ископаемых.

За 20 лет экспедиция выполнила объем геологических работ на сумму 46 млн. рублей. В 1949 г. объем работ составлял 852 тыс. руб., в 1968 г. — 3,4 млн. руб. Экспедицией пробурено более 2000 скважин, или 260 км (длина, равная расстоянию от Алма-Аты до Фрунзе). Пройдено 265 тыс. м шурфов и 430 тыс. м³ канав. Вместе с горными рабо-

* Доклад на торжественном собрании коллектива поисково-съемочной экспедиции, посвященном 20-летию со дня основания экспедиции.

тами, осуществленными в виде карьеров и траншей при поисках и разведке пьезосырья, всего за 20 лет выполнено около 1 млн. м³ горных выработок.

Геологи экспедиции открыли и переоценили около 40 месторождений и более 300 рудопоявлений различных полезных ископаемых. Это редкометалльные месторождения Коктенколь, Верхне-Эспинское, Карагайлы-Актас, полиметаллические — Туюкское и Бурултас, золоторудные — Архарлинское, Таскара, Аккайнар, медное — Коксайское, ртутное — Кызылчарское, оптического флюорита — Кереметасское, пьезокварца — Аякжайлау, плавикового шпата — Таскайнар, асбеста — Хантауское, кварцитов — Макбельское, цементного сырья — Экпендинское и Мынаральское, бентонитов — Ильдерсайское, каолинов — Чингельдинское, вермикулитов — Кулантауское и другие. Из первооткрывателей месторождений следует назвать Г. И. Бедрова, И. В. Хохлова, Г. Ц. Медоева, С. Е. Майрина, П. П. Тихонова, В. Г. Севастьянова, Н. А. Севрюгина, И. И. Радченко, П. Л. Клименко, П. М. Чумаченко, Б. А. Салина, П. А. Устименко, Ф. А. Стариченко, А. Б. Диарова, Л. М. Складенко и многих других.

Геологической съемкой среднего масштаба охвачена площадь более 200 тыс. км², что равно площади Бельгии, Дании, Швейцарии, Албании, Нидерландов и Израиля, вместе взятых. Полудетальной геологической съемкой заснята площадь около 140 тыс. км², что равно площади Дании, Бельгии, Швейцарии, Албании, вместе взятых.

Деятельность экспедиции отчетливо делится на три периода.

Первый период (1949—1954 гг.) характеризуется широкими геологосъемочными и редакционными работами среднего масштаба. В это время каждая геологосъемочная партия картировала в год по одному, полтора, а то и по два листа. Ускоренные темпы работ диктовались жизненной необходимостью интенсивного геологического изучения территории Казахстана.

Победоносно завершив Великую Отечественную войну, наша страна восстанавливала и развивала народное хозяйство. Для этого было необходимо знать перспективы развития промышленности в новых районах, требовались новые запасы минерального сырья. И первыми в этом благородном деле, как всегда, были геологи. Этот период ознаменовался широким внедрением в практику геологосъемочных работ аэрогеологических методов. Применявшаяся аэрофотооснова позволила более качественно и эффективно проводить геологическое картирование. Начали широко внедряться геофизические и геохимические методы поисков полезных ископаемых.

В этот период в экспедиции выросли квалифицированные кадры геологов-съемщиков и поисковиков. Наряду с ветеранами труда, такими, как В. Ф. Беспалов, Ф. И. Лившиц, Н. Н. Костенко, А. А. Мاستрюкова, Н. А. Севрюгин, Г. И. Бедров, Г. В. Цаплин, Б. Д. Блинов, Б. Д. Бабичев, Р. Д. Беседина, Ю. А. Столяров, Г. В. Сакулина, И. В. Хохлов и др., эстафету приняло среднее поколение геологов — К. Т. Куликовский, М. Б. Мыгчик, Н. М. Чабдаров, В. Я. Кошкин, И. И. Радченко, П. П. Тихонов, С. С. Сермагулов, А. О. Дюсеков, Б. А. Салин, А. В. Богданова, А. И. Бочарова, С. Г. Токмачева, М. М. Марфенкова, Т. С. Попова, П. М. Чумаченко, Н. М. Ночевко и др. Позднее эту группу дополнили И. И. Никитченко, И. И. Парецкий, С. Е. Майрин, В. Г. Севастьянов, И. А. Аниатов, Р. С. Качурин, Ф. А. Стариченко, А. М. Беденин, Г. Г. Астраханцев, Э. Б. Диаров, В. Д. Стеркин, А. К. Мясников, Л. М. Складенко, А. М. Смирнов и др.

К концу первого периода в экспедиции приобрели опыт много-

численные работники из группы среднего технического персонала — В. Д. Коротков, М. Ф. Кузнецова, А. П. Шарапов, М. А. Козьмина, А. В. Пантелева, А. А. Харцызов, В. В. Козлов, А. Д. Коротков, А. Д. Афошина, А. А. Козинский, Н. Е. Костенко, В. Ф. Маликов, Н. В. Карамышева, Р. Я. Авдощенко, П. В. Боровиков, М. С. Боровикова, В. Ф. Булатов, В. П. Булатова, Л. А. Резникова, Ю. П. Маркелов, А. В. Крупченко, Н. Ф. Макарова, В. М. Ночевко, Л. А. Сердюкова, Ю. М. Фролова и др.

Второй период (1955 — 1964 гг.) ознаменовался интенсивными полудетальными геологосъемочными работами, редакционными работами по подготовке к изданию листов Государственной геологической карты среднего масштаба и завершением в основном геологического картирования площадей развития палеозоя в среднем масштабе. В этот период открыто большое число новых месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. Происходил дальнейший рост кадров. Эстафету приняло более молодое поколение геологов, сейчас уже ставших опытными съемщиками и поисковиками и руководящих в данное время партиями или отрядами. Среди них можно назвать А. М. Жмырева, Б. Ф. Кашкарова, К. А. Азбея, Ю. А. Алехина, М. Г. Бияшева, О. В. Бажанова, Г. А. Полникова, П. В. Эчкенко, А. В. Морозова, Х. Д. Лема, А. А. Мельникову, Э. С. Кичмана, Ф. С. Кима, А. А. Киселева, О. В. Малицкого, Р. В. Болотова, М. А. Ильясова, С. Ж. Жакентаева, Р. М. Бекметова, И. Я. Крота, А. Г. Кузнецевского, М. Д. Серикбаева, А. В. Тимуш, В. И. Никитченко, И. Б. Соколову, Г. З. Сидневца, С. А. Ержанова, В. Г. Зальцмана и др. Из среднего технического персонала в это время в экспедиции начали работать Н. М. Богданова, Н. Г. Федоров, Н. Е. Вилков, Д. А. Шепель, А. В. Крупченко, Е. И. Тюленкова, А. И. Цыганков, Ю. М. Цыганкова, С. Ф. Годлевский, В. Ф. Куц, М. С. Уварова, А. В. Шелудков, Э. Е. Шелудкова, В. В. Чекалов, Л. Г. Щербаченко, Ф. Х. Юлдабаев, С. А. Клейменова, М. Е. Варфоломеева, Л. П. Куличенко, Н. С. Хвостова, Ю. П. Чудаков и др. Многие из них в настоящее время уже закончили заочно институты и техникумы.

Третий период, начавшийся в 1964 г., характерен завершением полудетальной геологической съемки и широким развитием самостоятельных поисково-оценочных работ. Последние приобретают все большее значение и в ближайшее время станут ведущим видом работ экспедиции. Начинает увеличиваться объем разведочных работ. С 1968 г. действуют крупные разведочные партии — Баянкольская, Ветпакалинская и Богутинская. Особенностью этого периода является значительное насыщение экспедиции техникой, необходимой для глубинного изучения геологических структур.

В последнее время наметились районы, перспективные на определенные виды полезных ископаемых. Например, Северное Прибалхашье и Южная Джунгария определились как весьма перспективные на золото, Кендыктасские горы — на золото, медь и флюорит, Юго-Западное Прибалхашье и Чу-Илийские горы — на полиметаллы, флюорит, хребет Сарыджас — на редкие металлы. Все это значительно повысило общие перспективы Южного Казахстана.

В третьем периоде в связи со специализацией на поиски в экспедиции стали использоваться более современное оборудование и аппаратура: легкие буровые установки УПБ-25, УГБ-50, роторный экскаватор и другие. Применяются новые прогрессивные виды анализов (например, метод Сафронова на золото), новые методики в петрографии и минералогии и т. д.

В настоящее время заочно в вузах и техникумах учится 27 человек, в аспирантуре — 12 человек. В числе сотрудников — один доктор геолого-минералогических наук, пять кандидатов наук. Несколько человек завершают свои диссертации, и есть уверенность, что в ближайшее время число кандидатов наук возрастет. Эти примечательные и отрадные факты указывают на зрелость и научный рост наших геологов. За последние пять лет экспедицию пополнили 27 молодых специалистов, из них 20 с высшим образованием и 7 со средним. В составе экспедиции трудится 80 участников Великой Отечественной войны, в числе их 35 награждены боевыми орденами и медалями. За успехи в развитии геологоразведочных работ в послевоенные годы 22 сотрудника экспедиции получили правительственные награды.

За годы своей деятельности экспедиция поддерживала и поддерживает связь с научными учреждениями (ИГН АН КазССР, ВСЕГЕИ, ВАГТ, КазИМС, Казахский политехнический институт), а также с производственными организациями — Казгеофизтрестом, Казгидроуправлением, Волковской экспедицией и др.

Экспедицией пройден большой путь, сделано много хорошего и полезного, но предстоит большая и ответственная работа. Юбилей обязывает к большим и лучшим достижениям. Возможности для этого есть. Главные наши задачи на ближайшее время заключаются в том, чтобы:

1) на самом высоком современном уровне качественно завершить крупномасштабные геологические съемки;

2) опираясь на научные прогнозы, всемерно расширять поисковые и поисково-оценочные работы с целью быстрого выявления и оценки новых месторождений полезных ископаемых для передачи их под разведку;

3) всемерно улучшать качество полевой геологической документации и геологической отчетности;

4) еще больше уделять внимания научному и техническому росту кадров; все практики должны получить среднее и высшее образование, техники должны стремиться стать инженерами, а инженеры — кандидатами наук;

5) в ближайшее время внедрить и освоить новую систему планирования и экономического стимулирования;

6) всемерно внедрять и совершенствовать новые методики, шире применять современную аппаратуру и новую технику;

7) всемерно внедрять научную организацию труда.

Коллектив поисково-съемочной экспедиции мобилизует все свои ресурсы и возможности для того, чтобы с честью выполнить поставленные перед ним задачи и оправдать высокое звание коллектива коммунистического труда.

УДК 551.732(574.51+574.52)

Б. А. САЛИН, Э. С. КИЧМАН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧУ-ИЛИЙСКИХ И КЕНДЫКТАССКИХ ГОР

Зеленоцветные эффузивно-осадочные отложения широко развиты на северо-восточном склоне гор Кендыктас и в Чу-Илийских горах. Однообразие литологического состава некоторых частей их разреза, сложная складчатость, обилие разрывных нарушений, вариации степени метаморфизма в разных частях района и почти полное отсутствие находжений органических остатков создают значительные трудности при их изучении. В связи с этим определение возраста серии зеленоцветных пород в целом и выделяемых в ее составе свит, а также относительное положение последних в разрезе до настоящего времени являются предметом дискуссии. Д. И. Яковлев считал эти отложения протерозойскими. А. В. Пейве (1962) в обобщающей работе по Северному Тянь-Шаню отнес их к верхнему протерозою, разделив на три толщи. В 1953 г. К. И. Дворцова (1958) в горах Кендыктас в прошлое известняков среди осадочных пород, соответствующих, по А. В. Пейве, средней толще верхнего протерозоя, собрала остатки трилобитов среднекембрийского возраста. По литологическим признакам эти отложения К. И. Дворцова разделила на сугандинскую (нижнюю) и наркызылскую свиты общей мощностью 1000—1600 м. Нижележащая толща метаморфизованных эффузивов ею была отнесена к верхнему протерозою.

На основании находок кембрийской фауны в горах Кендыктас зеленоцветные отложения Чу-Илийских гор И. И. Радченко в 1956—1957 гг. отнес к нижнему кембрию под названием кульджабасынской свиты, мощность которой была определена в 1750 м. Л. И. Боровиков и Л. Н. Крыськов (1962) пересмотрели представления К. И. Дворцовой и объединили зеленоцветные отложения в кендыктасскую серию, состоящую из булакайрынской и копинской свит, с расчленением каждой на две подсвиты. Общая мощность серии 1700—2700 м. Метаморфизованные эффузивы, имеющие, по данным К. И. Дворцовой, протерозойский возраст, авторы помещают в самые верхи разреза; возраст серии они определяют как верхний кембрий — низы нижнего ордовика. Н. Г. Маркова (1961) зеленоцветные эффузивно-осадочные отложения северо-западной части района расчленила на имеющие между собой постепенные переходы майжарылганскую, джамбулскую и каратальскую свиты соответственно нижнего, среднего и верхнего кембрия. Их общая мощность была оценена в 4200 м и более. Однако

Е. Д. Полякова для этого же района приняла обратную последовательность пород по сравнению с представлениями Н. Г. Марковой, отнеся майжарылганскую свиту к среднему — верхнему кембрию, а джамбулскую — к протерозою. А. А. Недовизин (1963) и С. Г. Токмачева, исследовавшие Западное Прибалхашье, центральную и северо-западную части Чу-Илийских гор, в этих отложениях выделили три свиты. Ацисуйскую (существенно эффузивную) и алмалинскую (сланцевую) свиты они считают среднерифейскими, а джамбулскую свиту (существенно песчаниковую) — нижнекембрийской. Мощность каждой свиты определялась в 2000—3000 м.

В результате многолетних детальных съемочных работ, проводившихся в смежных частях Чу-Илийских и Кендыктасских гор, нами получены новые материалы о стратиграфии зеленоцветных отложений. Для полноты данных за пределами указанной территории были изучены отдельные опорные участки, интерпретация геологического строения которых послужила базой для основных стратиграфических построений предыдущих исследователей.

* * *

В горах Кендыктас кембрийские зеленоцветные эффузивно-осадочные отложения развиты на северо-восточном склоне, где образуют полосу северо-западного простираения. На юго-западе и северо-востоке они перекрыты красноцветными отложениями верхнего девона — нижнего карбона, а на северо-востоке ограничены альпийским Копинским грабеном, разделяющим Чу-Илийские и Кендыктасские горы (рис. 1). На юго-западном склоне и в водораздельной части Чу-Илийских гор они прослежены в виде широкой непрерывной полосы. На северо-востоке перекрыты отложениями ордовика и девона, состоящими из крупный прогиб в центральной и северо-восточной частях гор. В кембрийских отложениях этих районов нами выделено пять отличающихся по литологическому составу свит, залегающих без перерывов в осадконакоплении и без видимых несогласий. Это дало основание объединить их в единый возрастной комплекс. Границы между свитами нередко совпадают с выдержанными горизонтами кремнистых пород или известняков. Для ряда выделяемых свит мы считаем возможным сохранить ранее предложенные собственные (географические) наименования, так как состав и объем их в основном остаются без изменений. Уточняются только взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими толщами (свитами), что позволяет изменить лишь возрастной индекс.

Кембрийские отложения на северо-восточном склоне гор Кендыктас образуют крупную антиклиналь северо-западного простираения, усложненную мелкими складками и разрывными нарушениями, в основном параллельными общему направлению структур (рис. 1, 2). Разрез изучался преимущественно на участке северо-западного периклинального замыкания антиклинальной структуры, которая имеет пологое (5—20°) погружение шарнира к северо-западу. Это обстоятельство полностью исключает возможность ошибок в определении вертикальной последовательности напластования выделяемых стратиграфических подразделений.

1. Какпатасская свита. В ядре антиклинальной структуры, в междуречье Карасая и Орманбексая, обнажены верхние части свиты. Более полно она представлена несколько южнее, в обособленном тектоническом блоке в верховьях р. Третий Какпатас, восточного притока

р. Суганды. Здесь, по данным В. И. Рыцк (1960)*, свита расчленяется на две части, которые благодаря их литологическим различиям могут рассматриваться как самостоятельные подсвиты. Нижняя подсвита видимой мощностью 2240 м сложена метаморфизованными базаль-

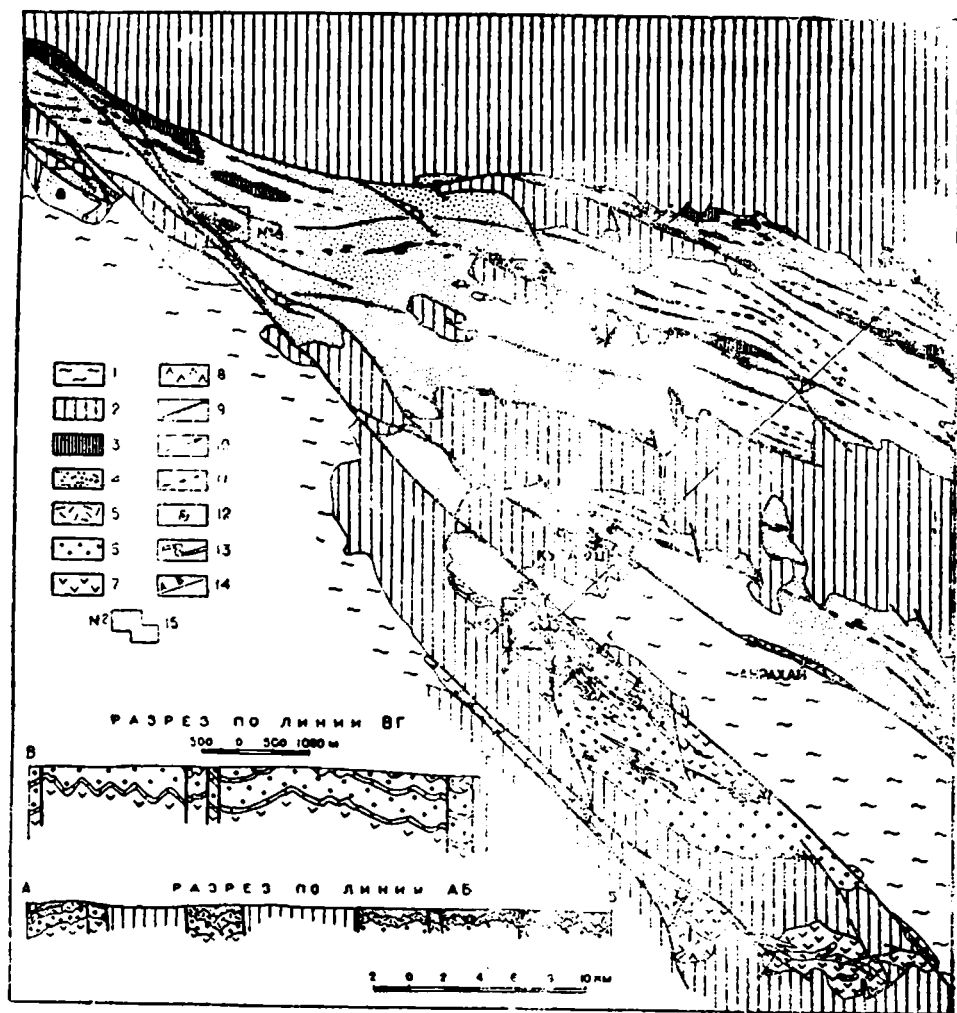


Рис. 1. Геолого-структурная схема района сочленения Кендыктасских и Чу-Илийских гор. 1 — кайнозой; 2 — верхний ордовик, силур, девон, карбон и интрузивные породы среднего — верхнего палеозоя; 3—8 — средний — верхний кембрий: 3 — ашисуйская свита, 4 — джамбулская свита, 5 — сулусайская свита, 6 — жайсанская свита, 7 — какпатасская свита, верхняя подсвита, 8 — какпатасская свита, нижняя подсвита; 9 — разрывные нарушения; 10 — оси антиклинальных структур; 11 — оси синклинальных структур; 12 — места сборов фауны; 13 — маркирующие горизонты известняков, кремнистых известняков и углисто-кремнистых сланцев; 14 — линии геологических разрезов; 15 — участки составления детальных геологических карт, приведенных в тексте, в том числе: № 2 — правобережье ручья Отызуй, № 3 — верховья ручья Сулусай, № 4 — район горы Кокшоки.

* В. И. Рыцк, как Л. И. Боровиков и Л. Н. Крыськов (1962), придерживается иного взгляда на положение этой свиты в разрезе средне-верхнекембрийских отложений и помещает ее в самые верхи его. Однако при детальном картировании (И. И. Радченко, Б. А. Салин, И. А. Аниятон) это точка зрения не подтвердилась. Было установлено, что какпатасская свита составляет видимое основание кембрийских отложений.

тами, андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами и подчиненными им пирокластолитами, верхняя — главным образом туфами кислых эффузивов, их лавами и подчиненными основными эффузивами преимущественно в нижней части. Верхи разреза сложены туфо-

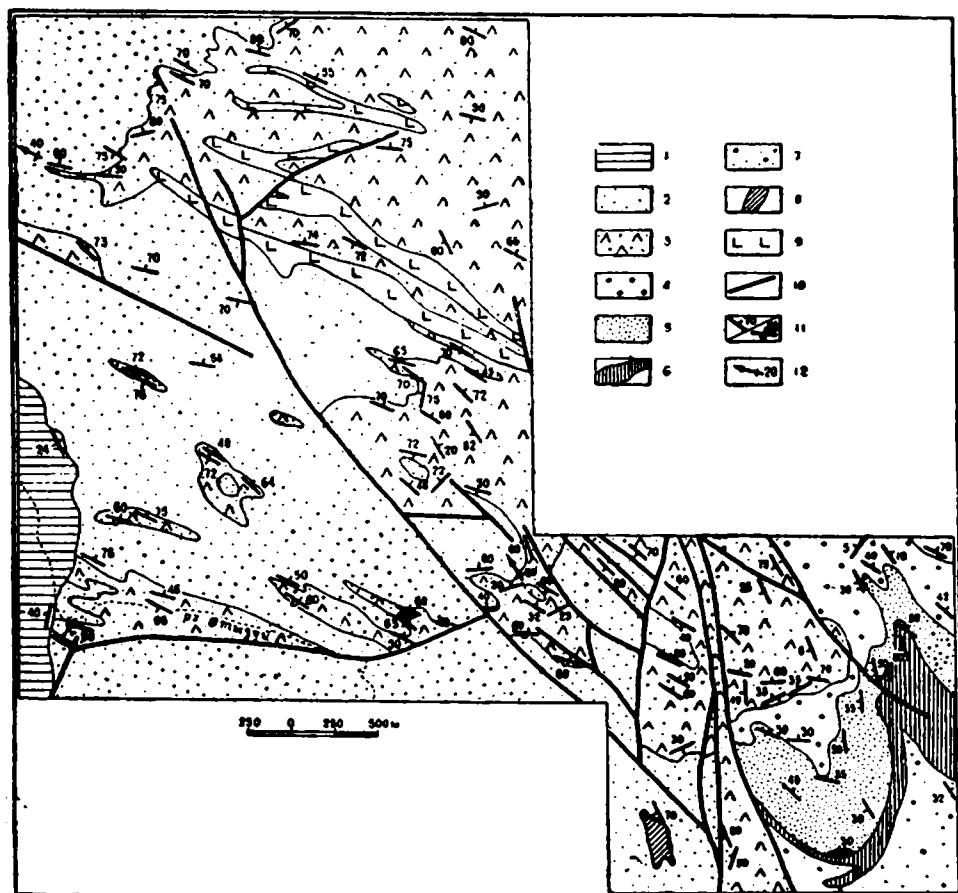


Рис. 2. Геологическая карта правобережья ручья Отызуй (горы Кендыктас). 1 — среднепалеозойские красноцветные отложения; 2 — джамбульская свита; 3 — сулусайская свита; 4—7 — жайсанская свита: 4 — верхняя подсвита, 5 — средняя подсвита, 6 — маркирующий горизонт ванадиеносных кремнистых сланцев, 7 — нижняя подсвита; 8 — яшмы, кремнистые сланцы; 9 — диабазовые порфириты; 10 — линии разломов; 11 — элементы залегания пород при нормальном и опрокинутом положении слоев; 12 — направление погружения шарнира складок.

песчаниками и туффитами. Мощность верхней подсвиты 2790 м. Общая мощность свиты 5030 м. Возможно, что эта цифра несколько завышена, так как при составлении разреза неполностью учтена мелкая дополнительная складчатость, широко проявленная в отложениях кембрия.

II. *Жайсанская свита** общей мощностью 660—850 м сложена исключительно терригенными породами. По литологическим признакам она делится на три подсвиты.

* Название свиты взамен ранее существовавших (сугандинская, наркызыльская, кендыктасская и др.) впервые предложено И. И. Радченко. Возрастной индекс ее остается без изменений.

Нижняя (известняково-песчано-сланцевая) под-
свита имеет наибольшую мощность (490—500 м) и слагает крупные
площади в юго-западном крыле антиклинали.

Полный разрез подсвиты прослежен по правобережью р. Манка,
у выхода ее из гор. Здесь установлена следующая последовательность
пород (снизу вверх):

1. Плитчатые тонкослоистые черные или темно-серые кремни, глинисто-кремнистые
сланцы и кремнистые известняки с остатками беззамковых брахиопод; несколько
южнее и юго-западнее этого участка в известняках собраны многочисленные ос-
татки трилобитов среднего — верхнего кембрия 50—60 м.
2. Темно-серые, зеленовато-серые полимиктовые до кварцевых песчаники, переслаи-
вающиеся с гравелитами и конгломератами от мелкогалечных до валуновых;
обломочный материал представлен черными кремнями, известняками и песча-
никами, т. е. породами, присущими данной толще без привноса инородного
материала 20 м.
3. Переслаивающиеся серые и зеленовато-серые алевролиты или слюдисто-глинистые
(филлитовидные) сланцы и мелко-среднезернистые полимиктовые песчаники с
мелкими линзами и быстро выклинивающимися маломощными слоями и пач-
ками кремнистых известняков, гравелитов и конгломератов с галькой того же
состава, что и в нижележащем слое 420—400 м.

Разрез этой подсвиты неодинаков в различных частях района.
Различия заключаются в основном в резких колебаниях количествен-
ных соотношений между отдельными разновидностями пород с сох-
ранением, однако, общей закономерности — постоянной приурочен-
ности наиболее мощных и выдержанных по простиранию горизонтов
известняков к основанию пачки, а конгломератов и гравелитов — к
нижней половине разреза.

Средняя (кремнисто-алевролитовая) подсвита раз-
вита ограниченно. Она прослеживается в виде узкой полосы в северо-
восточном крыле и в замковой части антиклинали. Наиболее полные
разрезы ее наблюдаются по правобережью ручья Отызуй и в 1,2 км к
юго-востоку от родника Жангызагаш. В основании подсвиты залега-
ют черные массивные кремни, выше сменяющиеся плитчатыми тон-
кослоистыми черными, темно-серыми или зеленовато-серыми крем-
нистыми, глинисто-кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами.
В породах отмечаются несколько повышенные содержания ванадия,
фосфора и молибдена. Мощность горизонта 70—150 м. Выше залега-
ют алевролиты с прослоями слюдисто-глинистых сланцев и средне-
мелкозернистых кварцевых песчаников зеленовато-серых оттенков.
Общая мощность подсвиты 150—250 м. Кремнистый горизонт явля-
ется основным маркирующим горизонтом для кембрийских отложе-
ний. При его прослеживании удалось расшифровать особенности
складчатого строения участка.

Верхняя (конгломерато-песчаниковая) подсвита,
как и средняя, развита ограниченно и образует узкую полосу в зам-
ковой части антиклинали, срезаясь нарушениями в ее крыльях. Пол-
ные разрезы прослежены на правобережье ручья Отызуй и в 1 км се-
веро-западнее родника Жангызагаш. Подсвита сложена серыми, бу-
ровато-серыми полимиктовыми и кварцевыми песчаниками с редкими
невыдержанными прослоями алевролитов и гравийных конгломера-
тов. В основании подсвиты имеется горизонт черных кремней, по про-
стиранию переходящий в гравелиты, конгломерат-песчаники и конгло-
мерат-брекчии, содержащие крупные угловатые обломки тех же чер-
ных кремней. Мощность подсвиты 90—100 м.

III. Сулусайская свита. Вверх по разрезу породы жайсанской сви-
ты согласно сменяются осадочно-эффузивным комплексом, выделяе-
мым под названием сулусайской свиты мощностью 390—400 м. Она

распространена ограниченно и прослежена в виде узкой полосы в северо-западной части площади развития кембрийских отложений на периклинальном замыкании антиклинальной структуры, а в крыльях срезана региональными разломами. Разрезы свиты изучены на правобережье ручья Отызуй (рис. 2), где наблюдается следующая последовательность пород (снизу вверх):

1. Переслаивающиеся зеленовато-серые, серые, темно-серые и красновато-бурые алевропелиты, алевролиты и кремнисто-глинистые сланцы с линзовидными прослоями буроватых вулканомиктовых крупно- и грубозернистых песчаников, темно-зеленых диабазовых порфиринов и зеленовато-серых яшм в нижней части пачки 170 м.
2. Тонкослоистые, местами ритмичнослоистые серые, темно-серые до черных железистые алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы и алевролиты, внизу — прослой грубозернистых туфов андезито-базальтовых порфиринов 130 м.
3. Тонко переслаивающиеся буроватые, зеленовато-серые и табачно-серые алевролиты и кремнисто-глинистые сланцы; сверху — выклипывающиеся прослои туфо-песчаников, мидалекаменных диабазовых порфиринов, красновато-буроватых яшмовидных пород и известняков до 100 м.

IV. *Джамбулская свита**. Разрез кембрия в горах Кендыктас завершается монотонной толщей преимущественно неслоистых зеленовато-серых, в основном кварцевых мелко- и среднезернистых песчаников с подчиненным количеством глинистых сланцев мощностью более 500 м. Породы свиты прослеживаются только в северо-западной части площади развития кембрийских отложений.

Общая видимая мощность средне-верхнекембрийских отложений в горах Кендыктас составляет 6550—6780 м.

В Чу-Илийских горах видимый разрез средне-верхнекембрийских отложений менее полный, так как нижние две свиты в этом районе не обнажаются и разрез начинается с сулусайской свиты (рис. 3). Наиболее полно разрезы представлены в горах Кокбастау, к северу от ст. Кулашкино, и в горах Коктюбе, у ст. Анрахай. Здесь севернее разлома, отделяющего Чу-Илийские горы от Копинской впадины, обнажены породы сулусайской и джамбулской свит, слагающие крылья двух крупных антиклинальных структур. В ядрах сопряженных с ними синклиналей залегает существенно эффузивная ащисуйская свита**, венчающая разрез кембрия. Общая видимая мощность пород кембрия здесь 1550 м.

Для расшифровки стратиграфии в Чу-Илийских горах наиболее сложным и важным является решение вопроса о взаимоотношениях между ащисуйской и джамбулской свитами. Как показали детальные исследования, граница между ними очень четкая и определяется по смене осадочных песчано-сланцевых пород основными эффузивами диабазового состава. В основании эффузивов залегает маломощный горизонт известняков или кремнистых известняков, сменяющихся по простиранию кремнистыми сланцами, яшмами, яшмокварцитами. Ни конгломератов, ни следов размыва во всех многочисленных местах, даже в точках, на которые имеются ссылки у А. А. Недовизина (гора Байгара, р. Жидели в горах Койжарылган), не обнаружено. Более высокое положение ащисуйской свиты по отношению к породам джамбулской свиты определяется на участках замыкания синклинальных и антиклинальных складок, где пологое падение пород в замках структур не оставляет никаких сомнений в их вертикальной последо-

* Джамбулскую свиту условно нижнего кембрия впервые выделили С. Г. Токмачева и А. А. Недовизин (1963) в юго-западной части горы Джамбул.

** Ащисуйскую свиту впервые выделили А. А. Недовизин и С. Г. Токмачева и отнесли ее к среднему рифею.

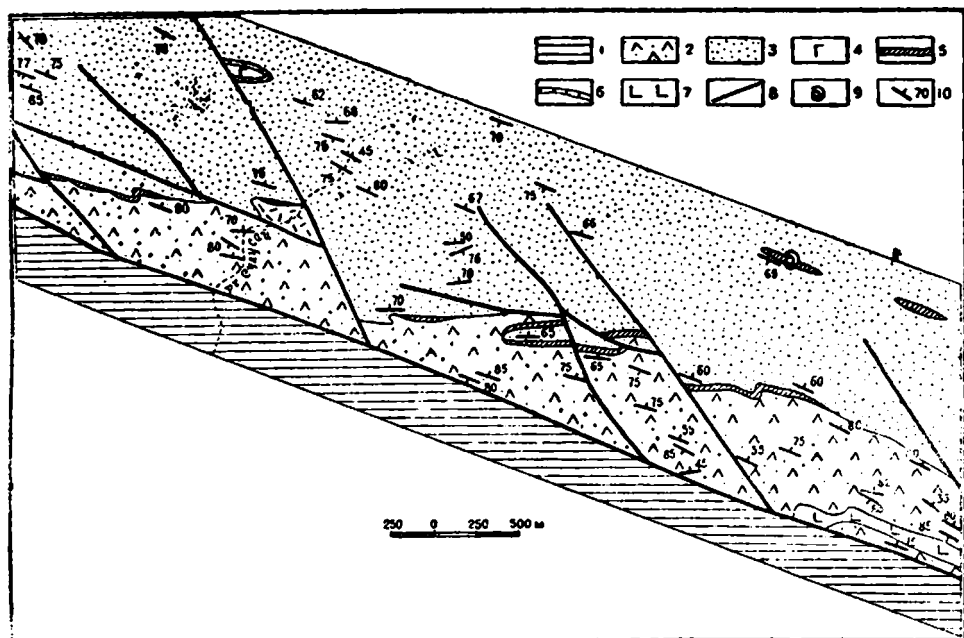


Рис. 3. Геологическая карта верховьев ручья Сулусай (Чу-Илийские горы). 1 — среднепалеозойские красноцветные отложения; 2 — песчаники джамбулской свиты; 3 — эффузивно-осадочные отложения сулусайской свиты; 4 — вариолитовые спилиты ачигуйской свиты; 5 — горизонты яшм и яшмовидных кремнистых сланцев; 6 — кремнистые известняки; 7 — габбро-диабазы; 8 — линии тектонических нарушений; 9 — места сборов органических остатков; 10 — элементы залегания пород.

вательности. Наиболее четкие взаимоотношения наблюдались в районе горы Кокшоки (рис. 1, 4), по рекам Сууксай и Жидели, в горах Койжарылган, Джамбул и на других участках.

Большую часть площади развития средне-верхнекембрийских отложений в Чу-Илийских горах занимает джамбулская свита, резко подчиненное распространение имеет ачигуйская свита, которая залегает в ядрах вытянутых синклиналильных складок, а сулусайская свита обнажается лишь на двух небольших по площади участках к северу от ст. Кулакшино и Анрахай. По безымянному логу, в 1—2 км к северо-востоку от ст. Кулакшино, снизу вверх наблюдаются:

Г. Сулусайская свита.

1. Тонкослоистые, местами ритмичнослоистые серые, темно-серые до черных железистые алевролиты, хлорито-кремнисто-железистые сланцы, алевролиты, в нижней части — горизонт грубозернистых туфов порфиритов андезито-базальтового состава более 200 м.
2. Переслаивающиеся светло-серые, буроватые, табачно-серые алевролиты, кремнисто-глинистые, хлорито-глинисто-кремнистые сланцы; прослои рассланцованных среднегравийных конгломератов и измененных андезито-базальтовых порфиритов до 45 м.
3. Выклинивающийся по простиранию горизонт массивных или плитчатых яшмовидных пород зеленоватого, серого или желтоватого цветов до 5 м.

II. Джамбулская свита.

Свита сложена зеленовато-серыми существенно кварцевыми мелко- и среднезернистыми, обычно неслоистыми песчаниками с подчиненными прослоями и пачками глинистых (филлитовидных) сланцев, редкими линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В средней части разреза свиты отмечены маломощные невыдержанные горизонты тонко переслаивающихся зеленовато-серых и красно-бурых яшм, яшмовидных пород и глинисто-кремнистых сланцев. Последние содержат остатки беззамковых брахиопод. Толща настолько монотонна по составу, что выделить какие-либо выдержанные пачки и отдельные горизонты пород практически невозможно. Мощность до 900 м.

III. Ащисуйская свита.

1. Известняки, кремнистые известняки, переходящие по простираанию в яшмы и кварциты до 20 м.
2. Миндалекаменные вариолитовые спилиты не более 50 м.

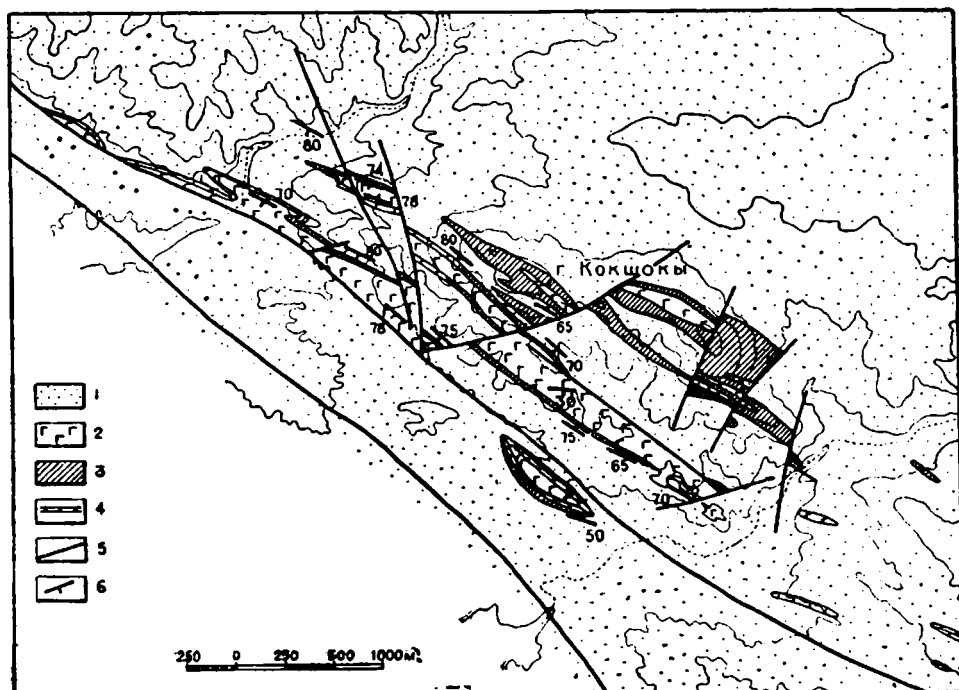


Рис. 4. Взаимоотношение отложений ащисуйской и джамбульской свит в районе горы Кокшокуы. 1 — джамбульская свита; 2—4 — ащисуйская свита; 2 — спилиты и диабазы, 3 — яшмы, яшмовидные кремнистые сланцы, 4 — кремнистые известняки; 5 — линии тектонических нарушений; 6 — элементы залегания пород.

В данном пересечении наблюдаются только нижние горизонты ащисуйской свиты. Более полные разрезы прослежены в бассейнах рек Ингоро, Бабасай, Улькенжидели, Кшижидели. Сводный разрез ащисуйской свиты для Чу-Илийских гор имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Известняки, кремнистые известняки, переходящие в яшмокарциты, образующие линзы и невыдержанные прослои до 50 м.
2. Вулканомиктовые мелко- до крупногалечных конгломераты (отмечены только на участке по р. Кшижидели) до 75 м.
3. Темно-серые до черных базальтовые порфириты с прослоями их туфов, хлорито-кремнистых сланцев и линзами яшм, яшмокарцитов в низах пачки до 100 м.
4. Светло-серые, серые слюдисто-кремнистые сланцы до 50 м.
5. Серые, темно-серые, серо-зеленые диабазы и спилиты с прослоями их туфов; редко линзы известняков; эффузивы местами имеют шаровую отдельность более 250 м.

Общая мощность ащисуйской свиты более 450 м. Породы свиты сильно размыты, и в районе прослеживаются лишь нижние части разреза, сохранившиеся в ядрах узких синклиналиных складок.

Приведенные данные показывают, что в горах Кендыктас прослеживается почти полный разрез кембрийских отложений, за исключением лишь ащисуйской свиты, а в Чу-Илийских горах обнажены только три верхние свиты. Маркирующей свитой, позволяющей легко увязать между собой разрезы этих регионов, является сулусайская,

содержащая породы, легко распознающиеся при полевых исследованиях и не повторяющиеся в разрезах других свит. Вверх по разрезу сулусайская свита в обоих районах сменяется одним и тем же комплексом пород. Таким образом, в кембрийскую эпоху площади Кендыктаса и Чу-Илийских гор входили в единую геосинклинальную область, где накапливались однотипные осадки. Рассматривая разрез кембрийских отложений в целом, можно заметить, что, с одной стороны, существует чередование осадочных и вулканогенных комплексов, а с другой — внутри терригенных свит выделяются пачки, к основанию которых приурочены горизонты известняков или кремнистых пород. Ритмичность осадкообразования является весьма характерной особенностью описываемых отложений.

Все породы среднего — верхнего кембрия в той или иной степени метаморфизованы, причем степень метаморфизма обычно не превышает фации «зеленых сланцев». Песчано-глинистые породы несколько филлитизированы, эффузивные и пирокластические породы испытали зеленокаменное перерождение, а на отдельных участках превращены в порфириоиды, порфиритоиды, хлоритовые, хлорит-эпидотовые сланцы. Степень метаморфизма пород неодинакова и более интенсивна на сравнительно узких и вытянутых участках, приуроченных к зонам крупных нарушений.

Возраст описываемых отложений однозначно определяется по фауне трилобитов и беззамковых брахиопод, собранных в низах жайсанской свиты в горах Кендыктас К. И. Дворцовой (1958), И. И. Радченко, Л. И. Боровиковым и Л. Н. Крыськовым (1962) и др. В работах указанных исследователей приводятся обширные списки окаменелостей, преимущественно трилобитов, и подчеркивается совместное нахождение форм, характерных как для среднего, так и для низов верхнего кембрия. На основании комплекса фауны К. И. Дворцова, И. И. Радченко, А. А. Недовизин и другие относят отложения к верхам среднего — низам верхнего кембрия, а Л. И. Боровиков и Л. Н. Крыськов считают их верхнекембрийскими, повышая верхнюю возрастную границу до низов ордовика включительно. Так как жайсанская свита составляет лишь небольшую часть единой толщи, внутри которой следы несогласий или перерывов в осадкообразовании не обнаружены, авторы считают возможным возраст, определенный по органическим остаткам из жайсанской свиты, распространить на весь описанный комплекс с некоторыми расширениями верхней и нижней границ.

В верхних частях разреза в прослоях кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев среди яшм джамбулской свиты авторы впервые в Чу-Илийских горах собрали остатки беззамковых брахиопод. По заключению В. Ю. Горянского, беззамковые брахиоподы из района ст. Кулакшино имеют плохую сохранность и представлены *Lingula* sp., *Paterula* sp. не древнее ордовика, а из точки, расположенной между реками Кшижидели и Улькенжидели, — только *Lingula* sp. не древнее верхов нижнего кембрия. Кроме того, в яшмах ащисуйской свиты по левобережью р. Сункар и на других участках обнаружены радиоларии и спикулы губок. Находки свидетельствуют о принадлежности отложений к нижнему палеозою, но не дают возможности уточнить их верхнюю возрастную границу, поэтому она определяется из общих геологических предпосылок. Анализ материала по более обширному региону, включающему юго-западные склоны гор Кендыктас, показывает, что главная тектоническая перестройка происходила до начала формирования агалатасской свиты, включающей слои с фауной низов нижнего тремадока. Эта свита, не имеющая непосредственных взаимоотношений с отложениями кембрия, резко отличается от них по набо-

Таблица сопоставления стратиграфических схем зеленоцветных отложений Кендыктаса и Чу-Илийских гор

Разрез средне-верхне-кембрийских отложений по В. А. Салину и Э. С. Кичману		Возраст и литологический состав свит по данным предыдущих исследователей							
		По Р. А. Борукаеву, А. А. Недогину и С. Г. Токмачевой (1963)		По И. И. Радченко (1956—1957)		По Н. Г. Марковой (1961)		По Л. И. Боровикову и Л. Н. Крыськову (1962)	По К. И. Дворцовой (1958)
Ащисуйская свита	Диабазы, спилиты, туфы, туфоконгломераты, прослой и линзы яшм и известняков... более 450 м	Ащисуйская свита (Rf ₂). Зеленокаменные сланцы по основным эффузивам, метаморфизованные сланцы и песчаники... 2500 м					Майжарылганская свита (См ₁) Диабазовые и другие порфириты, прослой песчаников, реже конгломератов.... 1000 м		
	Кварцевые, кварцево-полимиктовые песчаники, глинистые сланцы, прослой глинисто-кремнистых сланцев и яшм ... до 900 м		Алмалинская свита (Rf ₂) Метаморфизованные сланцы различного состава, песчаники, прослой известняков и основных эффузивов.. 2000—3000 м	Джамбулская свита (См) Зеленые песчаники и сланцы, прослой яшм конгломератов, вверху — порфириты основного состава, их туфы, углистые сланцы и песчаники... 2000—2500 м		Кульджабасынская свита (См ₁) Песчаники, сланцы, порфириты, их туфы, яшмо-кварциты, мраморизованные известняки, филлитизированные сланцы.... 1750 м	Джамбулская (См ₂) и каратальская (См ₃) свиты Зеленые кварцевые арксовые и туфогенные песчаники, сланцы, филлиты, прослой и линзы порфиритов, яшм, кремнистых сланцев, известняков... 2000 м		

Сулузайская свита	Глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, вулканомиктовые песчаники, туфопесчаники, диабазовые порфири-ты, линзы яшм и известняков.... 400 м				Жайсан-ская свита (См ₂₋₃) Песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, известняки, кремнистые, углисто-кремнистые сланцы (ванадиеносные)... 2000 м					
Жайсанская свита	Кварцевые и полимиктовые песчаники, глинистые сланцы, конгломераты, глинисто-кремнистые и кремнисто-углистые ванадиеносные сланцы, известняки.... 650—850 м								Булакайрык-ская свита и нижняя под-свита копинской свиты (См ₃₋₀) Конгломераты, песчаники, известняки, сланцы, кремнистые поро-ды, известня-ки... 1300—2100 м	Наркызыл-ская и суган-динская свиты (См ₂₋₃) Алевголиты, песчаники, конгломераты, известняки, кремнистые, углисто-крем-нистые слан-цы.... 1600—1900 м
Какпатаасская свита	Метаморфизованные кислые эффузивы, их туфы, туфопесчаники, внизу—диабазовые и андезитовые порфириты... до 5000 м				Без названия (Pt ₂) Метаморфизованные кислые эффузивы, их туфы, диабазовые и андезитовые порфириты до 5000 м				Копинская свита (верх-няя подсвита См ₃₋₀) Вулканогенные породы преимущест-венно средне-го и кислого состава... 400—600 м	Без назва-ния (Pt) Метаморфи-зованные эффузивы основ-ного и кисло-го состава

ру и составу пород, степени метаморфизма, характеру и типу складчатости. Таким образом, формирование описываемого комплекса закончилось в позднем кембрии и не захватило начала ордовика.

Менее определена нижняя граница толщи, так как какпатасская свита, слагающая основание кембрийского комплекса пород, залегает ниже фаунистические охарактеризованной жайсанской свиты и имеет значительную мощность. Подстилающие ее отложения в районе не известны. Не исключено, что какпатасская свита формировалась в течение более продолжительного времени, а не только в конце среднего кембрия. Учитывая это, правильнее считать возраст описываемых отложений средне-верхнекембрийским.

Изложенные материалы и выводы позволили сопоставить имеющиеся стратиграфические схемы, составленные различными исследователями для отложений Чу-Илийских и Кендыктасских гор (см. рис. 5 и табл.). В таблице наименование свиты, ее возрастная индекси-

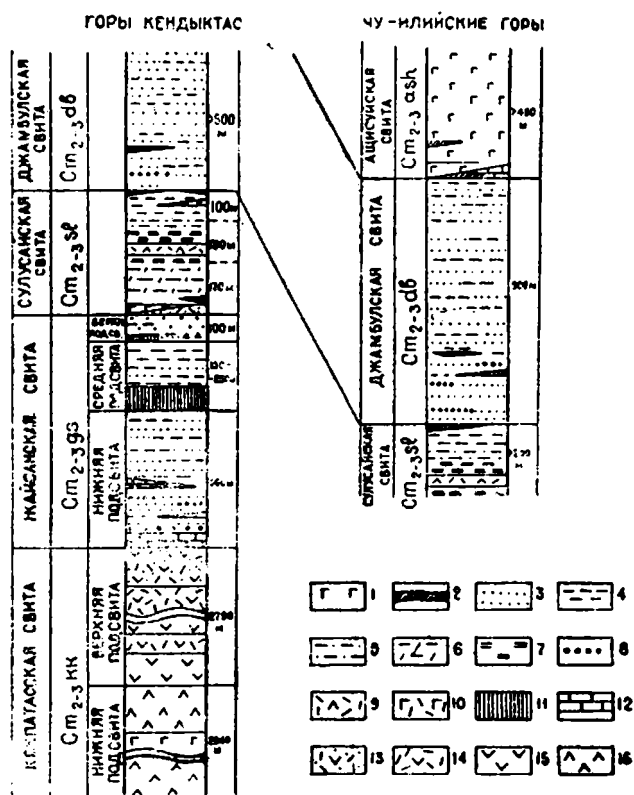


Рис. 5. Сопоставление разрезов средне-верхнекембрийских отложений Кендыктасских и Чу-Илийских гор. 1 — диабазы и спилиты; 2 — кремни, яшмы, яшмокварциты; 3 — полевошпато-кварцевые песчаники; 4 — глинистые сланцы; 5 — кремнисто-глинистые, хлорито-кремнистые и другие сланцы; 6 — переслаивание пестроцветных алевропелитов, алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев; 7 — тонкослоистые, ритмичнослоистые серые до черных алевролиты и железистые алевролиты; 8 — конгломераты от валунных до мелкогравийных; 9 — грубозернистые туфы порфиритов андезито-базальтового состава; 10 — туфоконгломераты диабазового состава; 11 — черные, темно-серые, зеленовато-серые кремнистые, глинисто-кремнистые и углисто-кремнистые сланцы; 12 — известняки; 13 — туфиты, туфопесчаники; 14 — туфы кислых эффузивов; 15 — кислые эффузивы, порфириоиды; 16 — андезиты, андезито-базальты, порфиритоиды.

ровка, литологический состав и мощность приводятся по данным различных исследователей, а относительное положение средне-верхнекембрийских свит — в интерпретации авторов статьи. Краткий обзор истории изучения этих отложений, изложенный в начале работы, а также приведенное сопоставление свидетельствуют о резких несогласиях в определении возраста, взаимоотношений и относительной последовательности выделенных стратиграфических единиц. Эти противоречия и разногласия, на наш взгляд, обусловлены следующими причинами:

1) отсутствием наблюдений над взаимоотношениями между выделенными стратиграфическими подразделениями (свитами, подсвитами) в замковых частях структур;

2) недооценкой особенностей и сложности складчатости, в результате чего завышались мощности выделяемых свит и нередко к самостоятельным свитам относились маломощные пачки, которые вследствие многократного повторения в мелких складках занимают большие площади;

3) отнесением к разновозрастным свитам одних и тех же пачек пород, обладающих на разных участках района незначительными вариациями степени метаморфизма при отсутствии или недостаточно детальном прослеживании этих свит и зон метаморфизма по простиранию.

Предыдущие исследователи нередко сопоставляли кембрийские отложения Каратау и Кендыктаса. Основанием для параллелизаций служило главным образом наличие в обоих регионах весьма характерных горизонтов ванадиеносных и фосфоритоносных кремнистых сланцев. Однако при детальном анализе фактического материала выявились отсутствие какой-либо идентичности кембрийских отложений этих регионов и существенные различия в истории развития их в нижнем палеозое. Кембрийские и ордовикские отложения Малого и Большого Каратау связаны между собой постепенными переходами и представляют осадки миогеосинклинального типа с исключительным развитием кремнисто-известковистых и терригенных пород небольшой мощности. Фосфоритоносный горизонт в Малом Каратау и его стратиграфический эквивалент — ванадиеносный горизонт — в Большом Каратау относятся к амгинскому ярусу среднего кембрия на основании остатков трилобитов, собранных в породах выше продуктивного горизонта (Анкинович, 1961)*. В Кендыктасе и Чу-Илийских горах средне-верхнекембрийские отложения представлены мощной толщей терригенно-вулканогенных пород с преобладанием среди эффузивов средних и основных разностей.

Комплекс отложений соответствует типичным эвгеосинклинальным образованиям. В горах Кендыктас органические остатки собраны в известняках, залегающих ниже горизонта ванадиеносных кремнистых сланцев. Комплекс органических остатков позволяет относить отложения к среднему — верхнему кембрию. Кембрийские и ордовикские породы в Кендыктасе и Чу-Илийских горах отделены резко выраженной поверхностью несогласия с выпадением в Чу-Илийских горах низов нижнего ордовика (Рукавишникова, Салин, 1965). Таким образом, ванадиеносные и фосфоритоносные кремнистые сланцы Каратау и Кендыктаса необходимо рассматривать не как разновозрастной горизонт, а как осадки, накапливавшиеся в близких физико-геологи-

* Б. М. Келлер, В. Г. Королев, И. Н. Крылов (1964) ставят вопрос о более древнем — нижнекембрийском — возрасте продуктивного горизонта.

ческих условиях, которые в различных структурно-фациальных зонах отлагались в разное время.

Средне-верхнекембрийские отложения Кендыктаса и Чу-Илийских гор ближе к разрезам кембрия Северного Тянь-Шаня, отнесенным В. Г. Королевым (1962) к Терской зоне. От последних, однако, изученные разрезы отличаются более основным составом эффузивных образований, более широким их развитием и наличием верхнего кембрия, отсутствующего в Терской зоне. Вероятно, район Кендыктаса и Чу-Илийских гор составляет часть самостоятельной структурно-фациальной зоны, обладающей свойственным только ей типом разреза кембрия.

Л. М. ПАЛЕЦ

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ КОНГЛОМЕРАТОВ ДУЛАНКАРИНСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО ОРДОВИКА ДЖАЛАИР-НАЙМАНСКОГО ПРОГИБА (ЧУ-ИЛИЙСКИЕ ГОРЫ)

Зеленоцветные осадочные отложения ордовика слагают значительные площади в Чу-Илийских горах. В их составе выделяется ряд стратиграфических подразделений, описанных нами ранее (Палец, 1965). Особенно широко распространены верхнеордовикские образования в Джалаир-Найманском прогибе, где они разделены на андеркенскую и дуланкаринскую свиты (рис. 1). В разрезе последней, особенно в нижней части, значительную роль играют грубообломочные терригенные образования. В дуланкаринской свите четко выделяются три литологические пачки: нижняя — песчано-конгломератовая, средняя — песчано-алевролитовая и верхняя — песчаниковая с алевролитами и известняками. Песчано-конгломератовая пачка хорошо выдержана и четко прослеживается во всем прогибе. В ее строении условно выделяются два горизонта конгломератов, которые для удобства изложения мы называем нижним и верхним и мощность которых по простиранию меняется в широких пределах (от 3 до 120 м для нижнего и от 40 до 300 м для верхнего). Горизонты конгломератов разделяются пачками переслаивающихся песчаников и алевролитов или песчаников и гравелитов.

Детальное изучение грубообломочных пород имеет большое значение для восстановления палеогеографических условий накопления толщи, определения областей сноса и возможных путей транспортировки материала. Конгломераты низов дуланкаринской свиты изучались в соответствии с методикой, разработанной А. В. Хабаковым (1946) и Н. Б. Вассоевичем (1948, 1958), которые считают необходимым изучать окатыши по конкретным гранулометрическим группам, так как валовое определение их обычно приводит к ошибочным результатам. Нами для изучения конгломератов была выбрана фракция 6—9 см, достаточно крупная и хорошо представленная во всех разрезах дуланкаринской свиты.

Вещественный состав окатышей. Петрографический состав обломков позволяет судить об основных чертах геологического строения областей сноса и делать возрастные и геологические коррелятивы. По характеру обломочного материала конгломераты являются полимиктовыми. Их слагают преимущественно окатыши гранитоидов, песчаников и жильных гранитоидов; в меньшем количестве отмечены известняки, порфириды, кислые вулканиты, метаморфические породы, кварц, кремнистые породы.

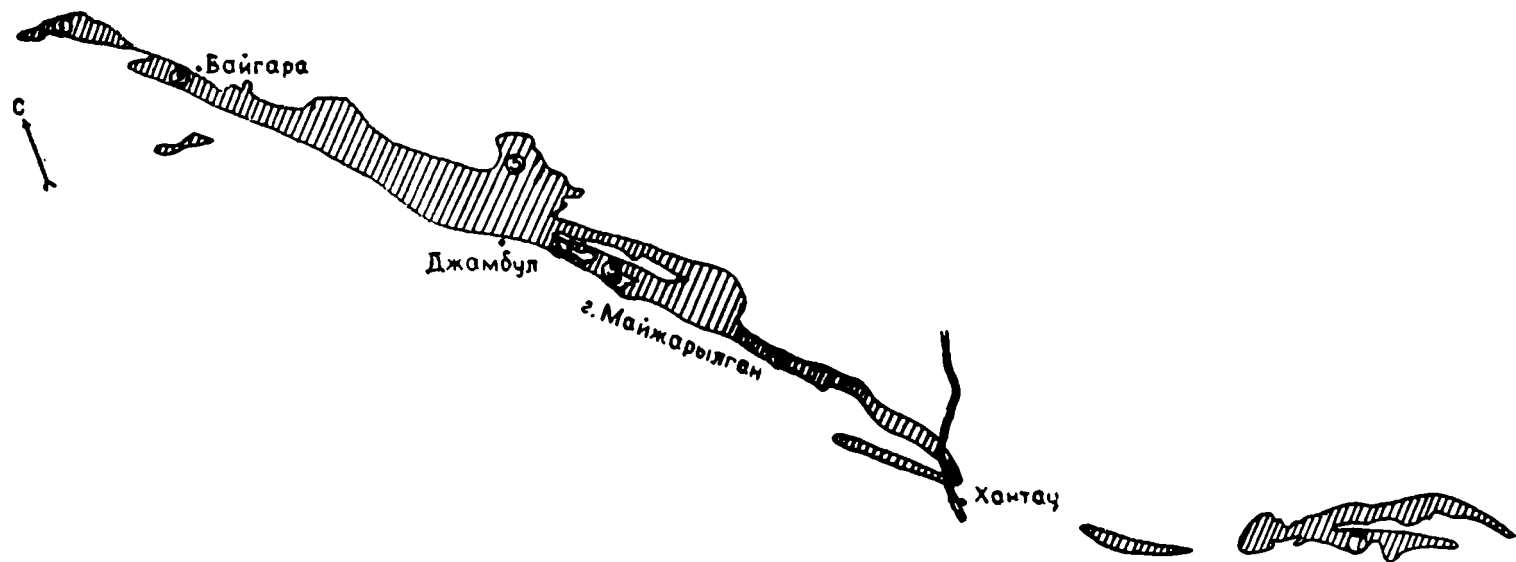


Рис. 1. Схема распространения отложений дуланкаринской свиты. Места разрезов: 1 — район лога Каратал; 2 — район горы Байгара; 3 — район русла Шагырлысай; 4 — район колодца Саламат; 5 — район родника Торе; 6 — район русла Жидели; 7 — район русла Тесик.

Распределение по площади прогиба обломков различного состава подчинено определенным закономерностям. Особенно отчетлива обратная зависимость в содержании обломков гранитоидов и песчаников в нижнем горизонте (рис. 2). Содержание обломков гранитоидов в райо-

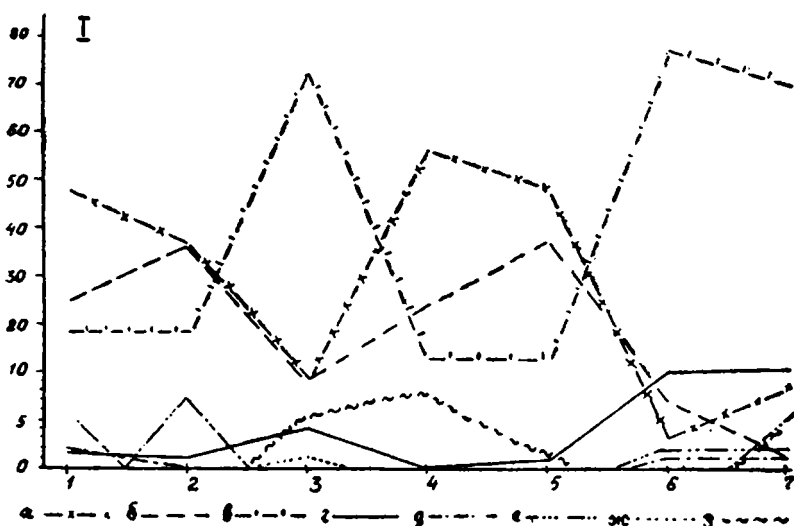


Рис. 2. Изменение средних содержаний обломочных компонентов в конгломератах нижнего горизонта дуланкаринской свиты в Джалаир-Найманском прогибе. 1—7 — районы отбора проб (см. рис. 1). Состав обломков: а — гранитоиды; б — жильные гранитоиды; в — песчаники; г — кремнистые породы; д — гнейсы, кристаллические сланцы; е — порфириты; ж — порфиры; з — известняки.

не лога Каратал и горы Байгара составляет 46 и 37 %, а песчаников — 26 %. Юго-восточнее, в районе русла Шагырлысай, количество обломков песчаников и алевролитов резко возрастает (74 %), а гранитоидов уменьшается до 8—9 %. Еще юго-восточнее, в районе колодца Саламат и родника Торе, содержание гальки гранитоидов опять повышается до 56 и 48 %, а песчаников падает до 13 %. Следующий минимум в содержании окатышей гранитоидов отмечен в районе русла Жидели (3 %) и русла Тесик (8 %). В этих пунктах песчаники составляют соответственно 78 и 68 % обломков. Распределение гальки жильных гранитоидов в общих чертах такое же, что и у обломков гранитоидов. Это косвенно свидетельствует о генетической связи данных пород. Для обломков пород, присутствующих в небольших количествах, определенных закономерностей в распределении по площади не отмечено. Обломки метаморфических пород распространены крайне ограниченно. Они встречены в районах рек Каратал (2 %), Жидели (1 %) и Тесик (1,5 %). Кремнистые породы и кварц отсутствуют в районе колодца Саламат; в остальных же пунктах они отмечены в незначительных количествах (0,5—2,5 %). Максимальные содержания их (10—11 %) встречены в районах рек Жидели и Тесик. Известняки обнаружены на участках р. Шагырлысай и колодца Саламат, а в других местах они практически отсутствуют. Также редко встречаются гальки кислых и основных вулканитов.

В верхнем горизонте конгломератов в окатышах отмечаются те же породы, что и в нижнем, но общее содержание обломков гранитоидов здесь повышено, а песчаников — понижено. В распределении песчаников и гранитоидов сохраняются те же закономерности (рис. 3), за

исключением района р. Каратал, где они содержатся в равных количествах (по 30%). Максимум обломков песчаников и минимум гранитоидов отмечен в тех же участках, что и в нижнем горизонте: в районе русел Шагырлысай, Жидели и Тесик.

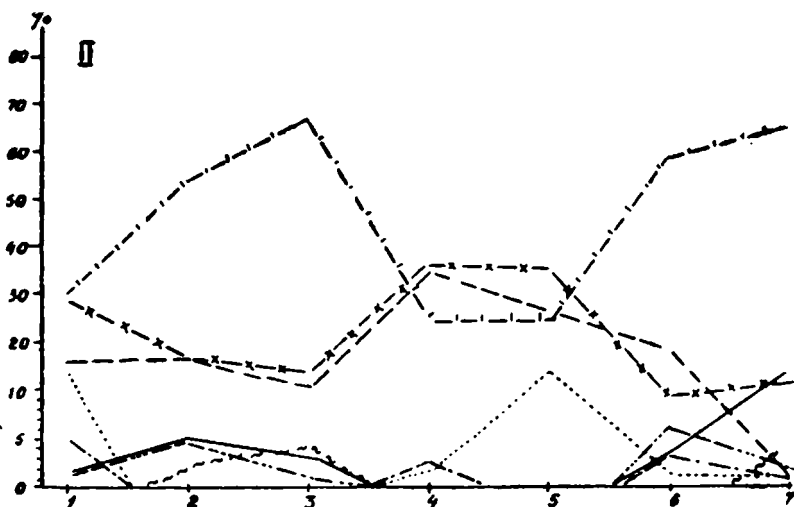


Рис. 3. Изменение средних содержаний обломочных компонентов в конгломератах верхнего горизонта дуланкаринской свиты в Джалаир-Найманском прогибе. Условные обозначения те же, что на рисунке 2.

Среди гранитоидов окатышей преобладают граниты и гранодиориты, реже встречаются кварцевые диориты. Это обычно крупнозернистые породы, хотя часто отмечаются среднезернистые и мелкозернистые разновидности. Характерной чертой является пегматоидная структура, которая присуща большинству обломков.

В окатышах широко распространены породы, которые мы называем жильными гранитоидами, — микропегматоидные гранит-порфиры, плагиогранит-порфиры и сферолитовые кварцевые порфиры. В породах этой группы улавливаются переходы от полнокристаллических гранит-порфиров с гранофировой, микропегматитовой и гранофиро-сферолитовой структурами основной массы до сферолитовых липаритовых порфиров. Среди песчаников выделяются полимиктовые и олигомиктовые (полевошпато-кварцевые) разновидности. По составу, характеру цемента, вторичным изменениям можно предполагать наличие песчаников различного возраста: от низов кембрия до верхов ордовика.

Среди кремнистых пород встречаются серые, черные, голубовато-зеленые, сургучные микрокварциты и яшмокварциты, часто с обильными радиоляриями. Метаморфические породы представлены гранито-гнейсами, полевошпато-кварцевыми гнейсами, слюдисто-кварцевыми сланцами и очень редко порфироидами. В юго-восточной части прогиба появляются обломки филлитов.

Гранулометрический состав. Анализ гранулометрического состава конгломератов дает возможность выяснить степень сортировки, которая служит одним из показателей условий их образования. При изучении гранулометрического состава конгломератов прежде всего бросается в глаза почти повсеместное преобладание фракции 5—10 см, содержание которой на отдельных участках (р. Шагырлысай) превышает 70%, причем повышение содержания этой фракции в конгломератах происходит в нижнем горизонте в направлении с юго-востока на северо-запад (от 50 до 68%), а в верхнем — с северо-запада на юго-вос-

ток (от 24 до 62%). По соотношению размерных фракций конгломераты нижнего горизонта классифицируются как крупногалечные с примесью мелких валунов (10—25%) и галек среднего размера (2,5—5 см). Фракции мелких галек (1—2,5 см) и валунов среднего размера (25—50 см) находятся в подчиненном количестве.

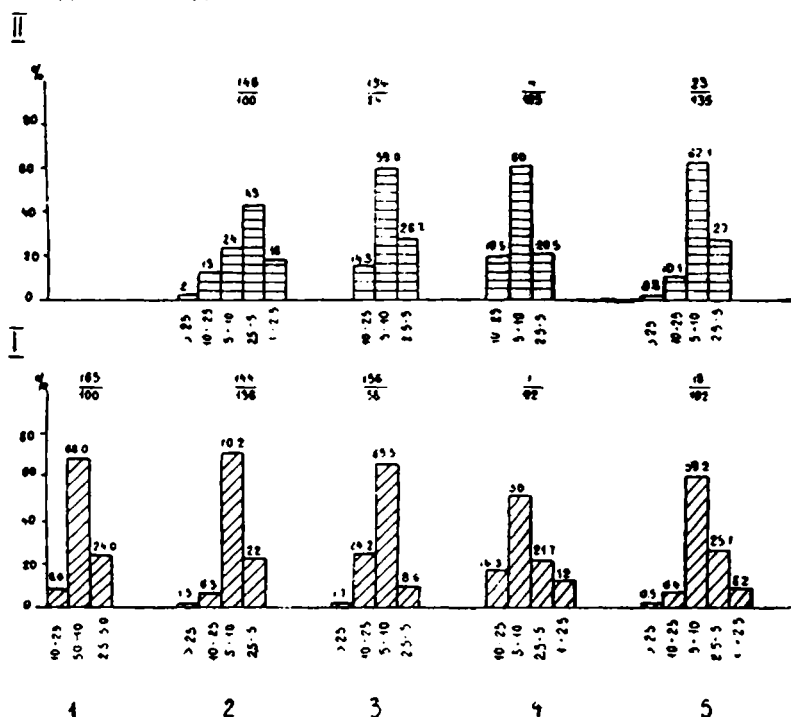


Рис. 4. Гистограммы гранулометрического состава конгломератов дуланкаринской свиты Джалаир-Найманского прогиба. I—нижний горизонт; II—верхний горизонт. Районы отбора проб: 1—лога Каратай; 2—русла Шагырлысай; 3—колодца Саламат; 4—5—русла Тесик; $\frac{146}{100}$ в числителе — номер пробы, в знаменателе — количество окатышей в пробе; 1—2,5 см — размерные фракции.

В конгломератах верхнего горизонта содержание галек среднего размера увеличивается (20—27%), а в районе р. Шагырлысай эта фракция преобладает (43%). В целом конгломераты верхнего горизонта относятся к средне-крупногалечным породам и реже — к крупно-среднегалечным. По количеству главной фракции (Фролов, 1965) конгломераты нижнего горизонта являются хорошо и средне сортированными разностями. Конгломераты верхнего горизонта характеризуются средней и плохой сортированностью.

Морфологические особенности галек. Для характеристики конгломератовых толщ, кроме вещественного и гранулометрического состава, большое значение имеют морфологические особенности окатышей. Фациально-стратиграфическим критерием служит степень окатанности обломков.

Окатанность обломков определялась по четырехбалльной шкале А. В. Хабакова с вычислением коэффициента средней окатанности для каждой средней пробы в целом и по типам пород. Установлено, что обломочный материал конгломератов дуланкаринской свиты характеризуется высокой степенью окатанности (78—90%). При изучении

степени окатанности обломков по группам пород выяснилось, что максимальные значения коэффициента окатанности имеют песчаники (88—98%), а минимальные — порфиристы, кремнистые и метаморфические породы и кварц (рис. 5).

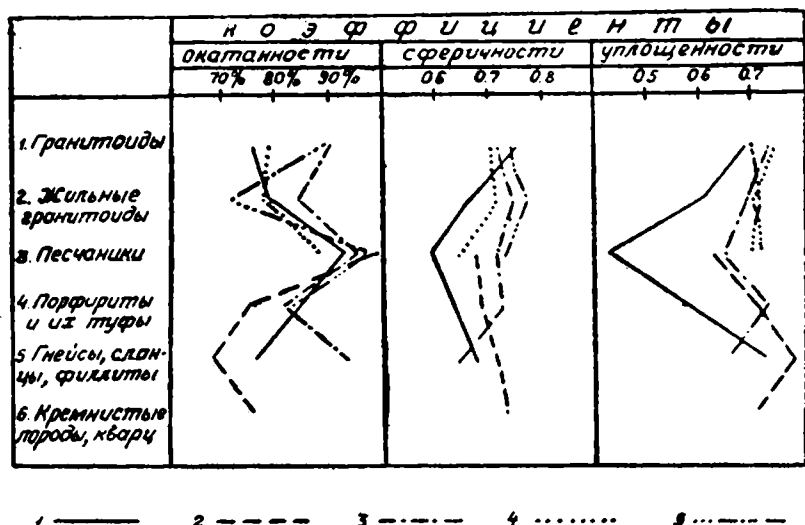


Рис. 5. График зависимости коэффициентов окатанности, сферичности и уплощенности. 1—2 — пробы, характеризующие конгломераты нижнего горизонта; 3—5 — пробы, характеризующие конгломераты верхнего горизонта. Номера проб: 1 — 207; 2 — 210; 3 — 171; 4 — 172; 5 — 180.

Коэффициент сферичности, характеризующий степень приближенности обломка к шару, определялся по номограмме Крумбейна (Саркисян, Климова, 1955). Как выяснилось, для большинства окатышей различного состава коэффициент сферичности равен 0,7—0,75. Колебания в широких пределах отмечены для окатышей, состоящих из жильных гранитоидов (0,67—0,78) и песчаников (0,62—0,73), причем последние имеют минимальные значения коэффициента.

Коэффициент уплощенности определялся по формуле А. В. Хабакова $\frac{C}{B}$ (отношение короткой оси гальки к ее средней оси) и выражался в десятых долях единицы. Из графика (рис. 5) видно, что минимальные коэффициенты уплощенности отвечают песчаникам и соответствуют также коэффициентам сферичности этих пород. Они характеризуют форму обломков песчаников, среди которых преобладают лепешковидная, дисковидная, палочковидная, хотя встречаются обломки и более правильной формы: яйцевидной, удлиненно-округлой, овальной. Окатыши массивных гранитоидов и жильных гранитоидов имеют округлую, яйцевидную, близкую к изометричной форму и соответственно высокие коэффициенты сферичности (0,65—0,75) и уплощенности (0,6—0,73). Для метаморфических пород коэффициенты окатанности колеблются в широких пределах (67—92%). Форма их обломков разнообразна, чаще всего встречаются обломки неправильной формы. Кремнистые породы образуют округлые, округло-вытянутые, достаточно хорошо окатанные гальки, но чаще — обломки неправильной формы.

Зная состав терригенных компонентов, можно говорить о петрографическом составе образований питающих провинций, в которых были широко распространены осадочные породы кембрия и ордовика, различные гранитоиды, но значительно меньшие площади занимали

метаморфические комплексы допалеозоя. Особый интерес представляют гранитоиды. При сравнении пород окатышей с известными в регионе каледонскими интрузиями устанавливается их поразительное сходство с гранитоидами Акбастауского и особенно Буденекудукского массивов. В тех и других четко выражена порфировидная структура и повсеместно развиты микропегматитовые и пегматито-сферолитовые сростания, а приконтактные фации представлены породами, напоминающими сферолитовые кварцевые порфиры из обломков. Такое подобие позволяет высказать предположение о доверхнеордовикском возрасте указанных интрузий, отнесенных ранее О. С. Полквой (Коптев-Дворников и др., 1960) к среднекаледонскому (первому девонскому) интрузивному комплексу. По-видимому, в области сноса интрузии такого состава были развиты достаточно широко. В соответствии с характером распространения обломков гранитоидов по площади можно предполагать наличие довольно крупного массива в районе колодца Саламат и родника Торе, к юго-западу от площади развития ордовикских отложений, вероятно, погребенного под четвертичными образованиями.

При изучении закономерностей распространения обломочного материала по площади установлено, что содержание одних и тех же компонентов на отдельных участках неодинаково: оно или повышается или понижается. Это свидетельствует, во-первых, о естественной разнородности петрографического состава питающей области и, во-вторых, о близости источника сноса к области накопления, так как при удаленном переносе происходит перемешивание и усреднение обломочного материала. Данные гранулометрического анализа конгломератов и морфологические особенности галек также подтверждают вывод о близком положении области сноса. Так, несмотря на высокую степень окатанности, характерную для морских отложений, отмечается средняя и плохая сортированность конгломератов, что свидетельствует о незначительном переносе материала и о близости области разгрузки от источников питания. Накопление галечников происходило, по-видимому, в прибрежно-морских условиях. Плохая сортировка материала, возможно, объясняется пологими склонами и незначительным волноприбойным действием в прибрежной полосе. Об этом свидетельствует также форма окатышей с преобладанием овальной, округлой, неправильной и реже уплощенной. Близость источников сноса, гранулометрический состав конгломератов (присутствие валунов), хорошая окатанность материала, плохая его сортированность позволяют предполагать, что прилежащая к морю суша имела расчлененный, со значительными превышениями рельеф.

Н. В. ПОЛТАВЦЕВА, Т. Б. РУКВИШНИКОВА

ГРАНИЦА ОРДОВИКСКОЙ И СИЛУРИЙСКОЙ СИСТЕМ
В ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОРАХ

Вопрос о границе ордовика и силура является одним из важнейших в стратиграфии нижнего палеозоя. Его решением в различных регионах Союза и Казахстана занимается большое число стратиграфов и палеонтологов, но до последнего времени он остается спорным, а положение границы неустановленным. В Южном Казахстане (Чу-Илийские горы) фаунистически охарактеризованные отложения силура до последнего времени были известны в районе гор Ушчоку, в нижнем течении рек Карасай и Кызылсай. Наибольший интерес представляет участок по р. Кызылсай, где был установлен непрерывный переход от ордовика к силуру. В этом разрезе на черных алевролитах чокпарского горизонта с граптолитами верхнего ашгиллия — *Decellograptus* cf. *complanatus ornatus* El. et W., *Climacograptus supernus* El. et W., *Rectograptus truncatus* (L a p w.) и др. — залегают массивные известняки с многочисленными колониальными кораллами и брахиоподами с «*Conchidium münsteri*» (K i a e r). Эти известняки описаны как улькунтасский горизонт нижнего силура (Келлер, 1956). Граница между ордовиком и силуром проводилась по кровле чокпарского горизонта, а известняки с фауной кораллов и брахиопод (улькунтасский горизонт) соответственно относились к силуру. Эта граница принята и в решении Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана (1958 г.). При дальнейшем изучении ископаемых органических остатков улькунтасского горизонта установлено, что комплекс их смешанный — ордовикско-силурийский, и возраст отложений по различным группам датируется по-разному.

Отложения со смешанным комплексом фауны известны и в других регионах Союза (в Восточном Казахстане — хр. Чингиз, в Средней Азии и Прибалтике), а также за его пределами — в Норвегии. В Прибалтике аналогичные отложения со смешанным комплексом фауны отнесены к поркунскому горизонту, а в Норвегии они известны как слои «5в». В первой схеме расчленения ордовика Прибалтики, предложенной Ф. Б. Шмидтом (Schmidt, 1958), поркунский (боркгольмский) горизонт был отнесен к ордовику. Позже А. Эпик (Örik, 1934, 1952) поркунский горизонт отнес к силуру, считая облик фауны кораллов, трилобитов и мшанок силурийским. Граница между ордовиком и силуром проводилась по подошве поркунского горизонта и его аналогов. Такого же взгляда о положении верхней границы ордовика придерживались и другие исследователи (Соколов, 1951, 1953; Али-

хова, 1960; Келлер, 1956; Соколов и др., 1960). В последние годы положение границы между ордовиком и силуром пересмотрено на основании детального изучения фауны. Прибалтийскими геологами проведен анализ мшанок (Рыбусокс, 1960), а также других групп фауны (Мяниль, 1962), в результате чего установлена генетическая связь фауны поркунского горизонта с фауной нижележащих горизонтов ордовика, а поркунский горизонт на этом основании отнесен к ордовик. В Норвегии слои «5в» также до недавнего времени относились к силуру и только с 1956 г. они стали считаться верхнеордовикскими (Spjeldnaes, 1957) и сопоставляться с верхним ашгиллием Англии.

В Чингизе отложениям со смешанным комплексом фауны соответствуют слои с *Holorhynchus giganteus*, а в Средней Азии — слои с *Conchidium münsteri*. И те и другие до последнего времени относились к силуру (Борисяк и др., 1961; Ким, 1962). После детального изучения фауны и корреляции с отложениями Прибалтики слои с *H. giganteus* (Ковалевский и др., 1966) и слои с *C. münsteri* (Ким, 1966) были отнесены к ашгильскому ярусу.

Для уточнения вопроса о границе ордовика и силура в решении постоянной стратиграфической комиссии по ордовикским и силурийским отложениям от 12 апреля 1962 г. указано: «... должно быть продолжено изучение горизонта поркуни Прибалтики, слоев с *Holorhynchus* и *Agetolites* Казахстана и Средней Азии, слоев с *Conchidium münsteri* и *Holorhynchus* ряда северных районов СССР (Вайгач и др.) с целью окончательного решения вопроса о положении этих отложений в стратиграфической шкале». В связи с этим в Чу-Илийских горах с 1960 г. проводились тематические работы (Н. В. Полтавцева, Т. Б. Рукавишникова). В результате установлены и изучены непрерывные разрезы позднеордовикских и силурийских отложений, охарактеризованные фауной*. Новые данные, полученные в итоге этих работ и при геологических съемках, проведенных в этом же районе Р. Н. Решетовым, Б. А. Салиным, Н. Н. Севрюгиным, К. П. Сударчиковым, С. Г. Токмачевой, А. В. Тимущем, излагаются ниже.

Разрез по р. Жидели (I). На зеленоцветных песчаниках, алевролитах, средне- и мелкогалечных конгломератах позднего ордовика (пачки 1—8; $O_3C_3^{dl}$)** с фауной трилобитов *Remopleurides* var. *girvanensis* Reed, *Plimerina iliensis* Kott., *Isotelus levis* T. и граптолитов *Glyptograptus* ex gr. *anderkensis* Kell., *Climacograptus* ex gr. *bicornis* (Hall), *Rectograptus* sp. (?) залегают

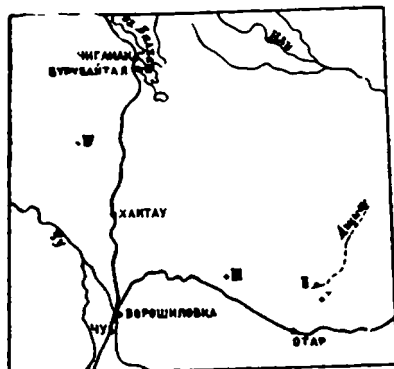


Рис. 1. Обзорная карта с участками основных разрезов. I — урочище Дуланкара; II — район р. Ащису; III — р. Кызылсай; IV — р. Жидели.

* Кринюидеи определяли Г. А. Стукалина, Ю. Туютян, колониальные кораллы — Н. В. Полтавцева, мшанки — Л. В. Нехорошева, брахиоподы — Т. Б. Рукавишникова, трилобиты — М. К. Аполлонов, К. А. Лисогор, граптолиты — Н. Ф. Михайлова и Д. Т. Цай.

** Нами принята следующая индексация горизонтов: dl — дуланкарянский, tsch — чокпарский, ulk — улькунтасский.

- O_{3ag}^{tsch} — 9. Серые крупногалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой гранитов, гнейсов и песчаников и разнозернистым песчаным цементом 30—40 м.
10. Серые, зеленовато-серые и тонкозернистые песчаники и алевролиты; в верхах встречены остатки граптолитов *Dicellograptus* sp. (*D. ex gr. complanatus* Lapw.), *Climacograptus* sp., *Diplograptus* sp. indet., *Rectograptus* ex gr. *truncatus* Lapw. 70 м.
- O_{3ag}^{ulk} — 11. Темно-серые, почти черные микрозернистые известняки с многочисленной фауной трилобитов — *Dalmanitina mucronata* (Bronn.), *D. olini* Temple, *Calymenella* (*Eohomalonotus*) *sinensis* (Lu) 4 м.
12. Черные плотные известняки 3 м.
13. Зеленовато-серые плотные алевролиты 40 м.
- S_{1n} — 14. Зеленовато-серые алевролиты с граптолитами *Climacograptus minutus* Carr., *Cl. scalaris normalis* Lapw., *Cl. cf. scalaris miserabilis* El. et W., *Paraclimacograptus innotatus* Nich., *Glyptograptus* cf. *kaochiapienensis* Hsü, *Diplograptus* cf. *modestus* Lapw., *D. modestus parvulus* (Lapw.), *Akidograptus ascensus* Daw. 10 м.
15. Темные алевролиты, переслаивающиеся с мелко- и среднезернистыми песчаниками 20 м.

Выше залегает красноцветный силур. В этом разрезе наиболее четко устанавливается граница ордовика и силура. Она проводится по кровле микрозернистых известняков пачки 11 с трилобитами позднего ашгиллия (зона *Dalmanitina mucronata*), выше которой залегают песчаники с граптолитами раннего лландовери (зона *Acidograptus ascensus* и *A. acuminatus*).

Юго-восточнее, уже в пределах собственно Чу-Илийских гор, наблюдается наиболее полный разрез верхнего ордовика с большим комплексом органических остатков.

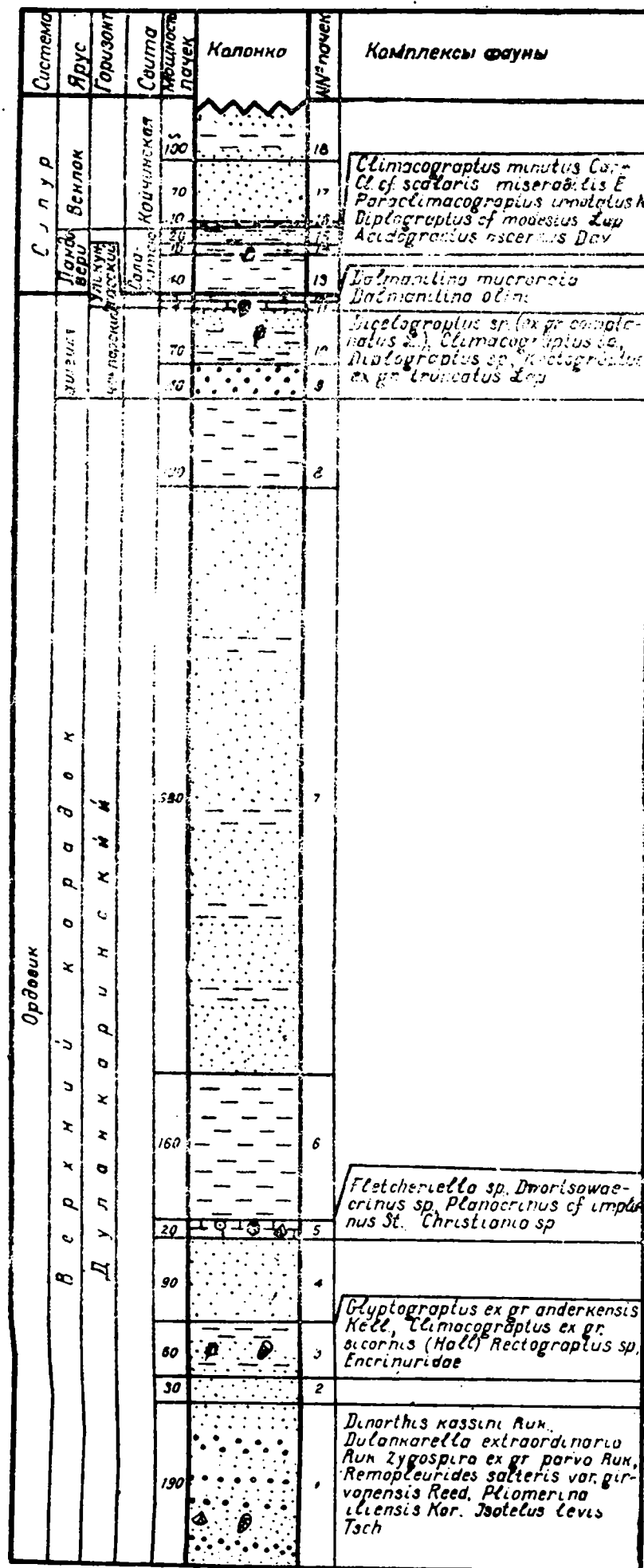
Разрез по р. Кызылсай (II). Южнее регионального разлома, по которому ордовикские отложения частично срезаны и соприкасаются с верхнекембрийскими образованиями, прослежен следующий разрез ордовикских отложений (снизу вверх):

- 1—4. Серые, темно-серые, зеленовато-серые разнозернистые песчаники и серые известняки с обильной фауной криноидей, колоннальных кораллов и брахиопод: *Pentagonopentagonalis* cf. *rugosus* Stuk., *Plasmodoporella* aff. *convexotabulata* var. *vesiculosa* K., *Pl. bifida* Bond., *Pl. convexotabulata* K., *Pl. kasachstanica* Bond., *Reuchia* sp., *Fletcheriella* cf. *evenciana* S., *Amsassia* sp. nov., *Acdalopora sokolovi* Bond., *Trimerella* sp., *Dinorthis hassini* Ruk., *Zygospira parva* Ruk., характерных для дуланкаринской свиты позднего ордовика 60 м.
- 5—26. Переслаивающиеся среднезернистые плотные песчаники, маломощные конгломераты и черные алевролиты с редкими прослоями туффитов и глинисто-кремнистых сланцев 780 м.
- O_{3ag}^{tsch} — 27. Серые, буро-серые, зеленоватые алевролиты с редкими маломощными прослоями тонкозернистых песчаников; в алевролитах — *Climacograptus* sp., *Rectograptus* sp. 180 м.
28. Черные, темно-серые алевролиты с подчиненными прослоями тонкозернистых желтовато-серых песчаников; в алевролитах — граптолиты: *Petalolites* cf. *marinae* Keller, *Climacograptus* sp. 80 м.
29. Темно-серые, черные алевролиты с *Dicellograptus* cf. *complanatus ornata* El. et W., *Climacograptus* ex gr. *scalaris* (His), *Cl. cf. angustus* (Per.), *Cl. supernus* El. et W., *Diplograptus* sp., *Amplexograptus* sp., *Rectograptus truncatus abbreviatus* (El. et W.), *Rectograptus truncatus* (Lapw.), *R. cf. truncatus fritschi* (Per.) 25 м.
30. Темно-серые алевролиты 20 м.
31. Зеленовато-серые, серые тонкозернистые плитчатые песчаники 15 м.
- O_{3ag}^{ulk} — 32. Серые, светло-серые, темно-серые массивные известняки, местами органогенные, состоящие из водорослей, криноидей, колоннальных кораллов, мшанок и обломков раковин брахиопод; криноидей — *Pentagonocyclicus rudis* Stuk., *Cuboidocrinus* (col.) *nunus* Stuk., колоннальные кораллы — *Agetolites* cf. *mirabilis* Sok., *A. ignarus* Polt. sp. nov. (in msc.), *Agetolitella prima* Kim., *Ag. ulkuntasensis* Polt. sp. nov. (in msc.), *Hemiagetolites insignis* Polt. sp. nov. (in msc.), *Palaeofavosites simplex* (Tschern.), *P. argutus* Ivanov., *P. aff. rotundus* Kov., *P. ivanovi* Sok., *Priscosolenia samsiensis* Kov., *Pr. levis* Polt. sp. nov. (in msc.), *Pr. grande* Polt. sp. nov. (in msc.),

р Жидели I

урочище Доланкара III

р. Ащису IV



р Кызылсай II

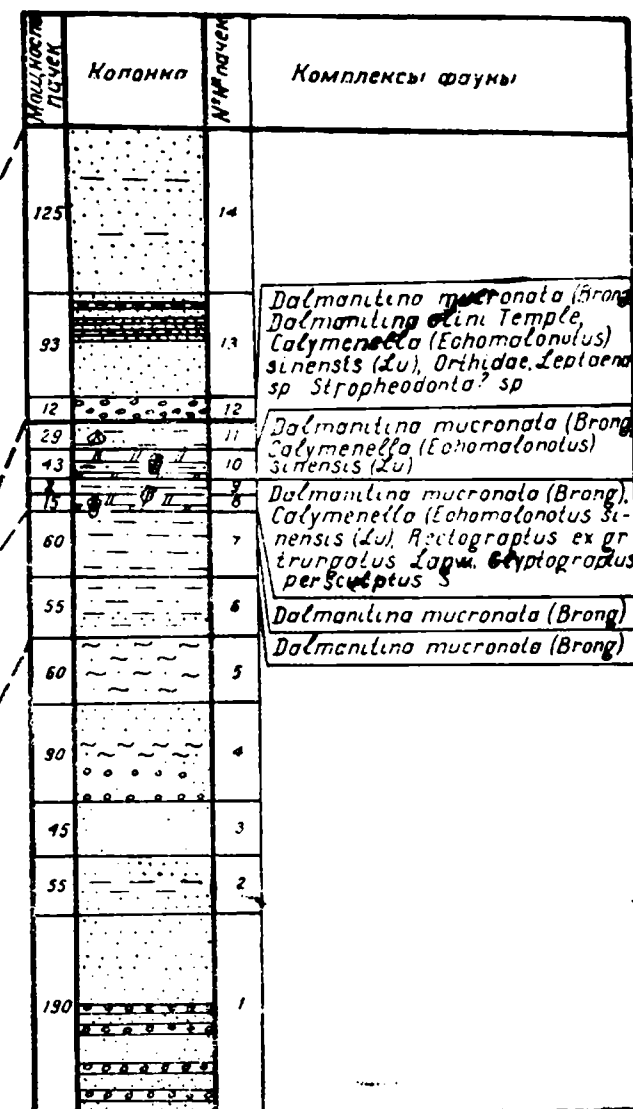
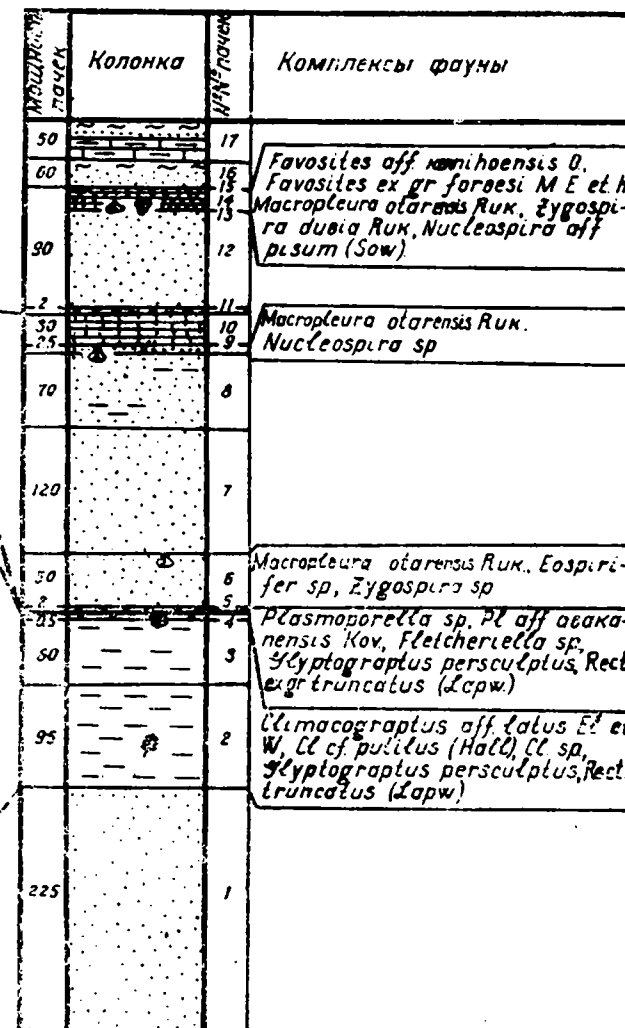
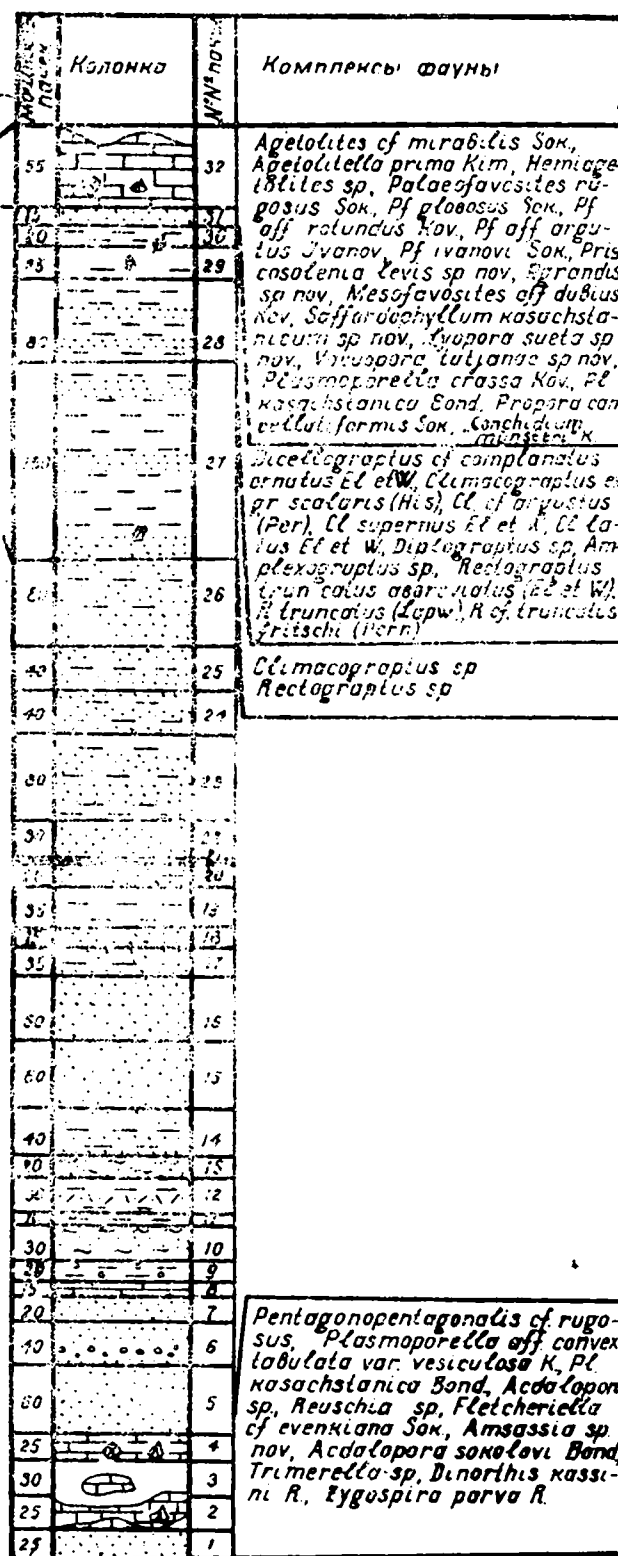


Рис. 2. Таблица сопоставления разрезов верхнего ордовика и силура Чу-Илийских гор. 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — туффы; 4 — алевролиты; 5 — кремнистые алевролиты; 6 — известняки; 7 — мергели; 8 — красноцветность; 9 — задерживание; 10 — граптолиты; 11 — кораллы; 12 — криноиды; 13 — брахиоподы; 14 — трилобиты.

Mesofavosites aff. *subfallax* D z i u b o, *Mf. dubius* K o v., *Catenipora inordinata meridiana* P o l t. subsp. nov. (in msc.), *C. aff. aproximata* E i c h w., *Eocatenipora cilindrica* (W i l s o n), *Vacuopora tatjanae* P o l t. sp. nov. (in msc.), *Lyopora sueta* P o l t. sp. nov. (in msc.), *L. aff. grandis* S o k., *Saffordophyllum kasachstanicum* P o l t. sp. nov. (in msc.), *Plasmoporella aff. stellata* (K i a e r), *Pl. aff. plana* B o n d., *Pl. kasachstanica* B o n d., *Pl. arcabulata* B o n d., *Pl. multitrabeculata* K o v., *Pl. aff. minor* I v a n o v, *Propora intercedens* K i a e r., *Stelliporella* sp., *Heliolites tolenensis* K o v.; симметричные колонии мшанок из рода *Rhinidictya*; брахиоподы — *Monomerella* sp., *Orthidae*, *Pentamerus? priscus* R u k. sp. nov. (in msc.), «*Conchidium*» *münsteri* K i a e r., *C.? ulkuntiaensis* R u k. sp. nov. (in msc.), *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* W., *Camarotoechia* sp., *Rhynchotrema otarica* R u k., *Spirigerina* aff. *praemarginalis* (S a v.), *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (S o w.), *Zygospira* aff. *jupiterensis* T w e n.; трилобиты — *Holotrachelus punctillosus* T o r n q., *Amphylichas* sp., *Remopleurides* sp., *Stenoparea* sp., *Bumastus* sp., *Sphaerexochus* sp., *Illaenidae*, *Acrolichas* sp.; водоросли — *Solenopora filiformis* N i c h., *Dimorphosphiphon* sp. . . . 55 м.

В этом разрезе в пачках 17, 18, 19 встречены граптолиты зоны *Climacograptus supernus* верхнего ашгиллия. Массивные известняки пачки 22, содержащие обильную фауну смешанного комплекса, по стратиграфическому положению (рис. 2) сопоставляются с черными известковистыми мергелями с фауной трилобитов из разреза по р. Жидели.

Разрез в урочище Дуланкара (III). За нарушением в однородной толще песчаников верхнего ордовика выходят (снизу вверх):

- $O_3C_3^{d1}$ — 1. Желтовато-серые, серые грубозернистые до среднезернистых массивные, полосчатые за счет смены крупности зерна песчаники 225 м.
- O_3ag^{sch} — 2. Черные, реже темные, серовато-зеленые, плотные плитчатые алевролиты; в алевролитах — многочисленные осадки *Climacograptus* aff. *latus* E l. et W., *Cl. cf. putilus* (H a l l), *Cl. sp.*, *Glyptograptus persculptus* S a l., *Rectograptus* ex gr. *truncatus* (L a r w.) 95 м.
3. Черные, зеленовато-серые алевролиты с маломощными (до 0,5 см) прослоями окремненных алевролитов 60 м.
- O_3ag^{ulic} — 4. Серые, светло-серые мелкозернистые известняки с примесью алевропсаммитового материала, залегающие в виде линз мощностью до 20—50 см, с немногочисленными кораллами *Plasmoporella* sp., *Pl. aff. abakensis* K o v., *Fletcheriella* sp., *Propora brevisseptata* K o v. 0,5 м.
- S_{lin}^{sm} — 5. Светло-серые мелкогалечные конгломераты с хорошо окатанной неравномерно распределенной галькой главным образом кремнистых пород и кварца, местами переходящие в крупнозернистые песчаники; в гальке встречен один коралл позднего ордовика 1—2 м.
6. Табачные, розовато-серые, палевые плитчатые мелкозернистые песчаники. В них линзовидные прослои с немногочисленными брахиоподами *Macrolepura otarensis* R u k. sp. nov. (in litt.), *Zygospira* sp. 50 м.
7. Плитчатые мелкозернистые желто-розовые, палевые песчаники с маломощными прослоями зеленых, зеленовато-серых, голубоватых алевролитов и тонкозернистых песчаников 120 м.
8. Розовато-серые плотные среднезернистые песчаники с мелкими призмами зеленых алевролитов и включениями угловатых обломков тонкозернистых песчаников 70 м.
9. Зеленые плитчатые мелкозернистые песчаники с фауной брахиопод *Macrolepura otarensis* sp. nov. (in litt.), *Nucleospira* sp. 7 м.

Выше залегают красноцветы венлокского яруса. Комплекс граптолитов, встреченных в пачке 2, устанавливает верхнеашгиллийский возраст отложений (зона *Climacograptus supernus*). Брахиоподы в пачках 6 и 9 определяют возраст отложений как нижний силур.

Разрез по безымянному притоку р. Ащису (IV). На палеонтологически охарактеризованных зеленоцветных песчаниках и алевролитах позднего карадока залегают (снизу вверх):

- $O_3C_3^{d1}$ — 1—5. Темные буровато-серые средне- и мелкозернистые очень плотные песчаники с прослоями конгломератов с хорошо окатанной галькой песчаников; выше переслаиваются тонко- и среднезернистые песчаники и алевролиты, в которых сохранились следы ползания червей . . . 440 м.

O ₃ ag ^{tsch} — 6.	Темные буровато-серые алевролиты с прослоями плитчатых мелкозернистых темно-серых песчаников	55 м.
	7. Черные алевролиты	60 м.
O ₃ ag ^{ulk} — 8.	Темно-серые мергели; прослой темно-серых, темно-зеленых алевролитов с трилобитами <i>Dalmanitina mucronata</i> (Brongn.)	15 м.
	9. Зеленовато-серые известковистые алевролиты с граптолитами <i>Rectograptus</i> ex gr. <i>truncatus</i> Lapw., <i>Glyptograptus persculptus</i> Salter, <i>Climacograptus</i> sp., <i>Diplograptus</i> sp. и трилобитами <i>Dalmanitina mucronata</i> (Brongn.), <i>Calymenella</i> (<i>Eohomalonotus</i>) <i>sinensis</i> (Lu)	2 м.
	10. Темно-серые мергели, местами сильно рассланцованные с трилобитами <i>Dalmanitina mucronata</i> (Brongn.), <i>Calymenella</i> (<i>Eohomalonotus</i>) <i>sinensis</i> (Lu); в них редкие и маломощные (не более 2 м) прослой темно-зеленых алевролитов	43 м.
	11. Зеленовато-серые алевролиты; редкие прослой мощностью 3—5 см тонкозернистых зеленовато-серых песчаников с брахиоподами <i>Dalmanella</i> sp., <i>Leptaena</i> sp., <i>Stropheodonta</i> ? sp. и трилобитами <i>Dalmanitina mucronata</i> (Brongn.), <i>Dal. olini</i> Temple	29 м.
S ₁ ln — 12.	Серые и желтовато-серые крупногалечные конгломераты; галька, не отсортированная ни по окатанности, ни по размерам	12 м.
	13. Желтовато-серые и зеленые песчаники крупнозернистые и среднезернистые с прослоями туфов	93 м.
	14. Красновато-серые и бурые песчаники мелкозернистые и крупнозернистые с прослоями алевролитов	125 м.

Выше залегают красноцветные песчаники и алевролиты венлокского яруса. Этот разрез очень интересен благодаря находкам в известково-мергелистых отложениях многочисленных трилобитов, характерных для дальманитиновой зоны позднего ашгилля Швеции.

Из приведенных разрезов видно, что в ашгилльский век повсеместно устанавливались единые условия осадконакопления, при которых возникли тонкозернистые фации, представленные ритмичным чередованием алевролитов, аргиллитов и тонкозернистых песчаников. В самом конце ашгилльского века литологический состав пород изменился: терригенные фации чокпарского горизонта сменились карбонатными. При этом в северо-западной и восточной частях района (р. Жидели, р. Ащису и урочище Дуланкара) образовались известково-мергелистые отложения с трилобитами, редкими брахиоподами и колониальными кораллами; только в районе р. Кызылсай отлагались массивные известняки, содержащие большое количество смешанной ордовикско-силурийской фауны. Они были выделены Б. М. Келлером (1956) в улькунтасский горизонт и отнесены к лlandoвери. Карбонатные осадки имеют незначительную мощность (5—80 м) и в разрезах I и III перекрыты зеленоцветными фаунистически охарактеризованными терригенными образованиями нижнего лlandoвери. Изучение ископаемых органических остатков чокпарского и улькунтасского горизонтов позволило выделить характерные комплексы фауны и уточнить их возраст.

В чокпарском горизонте, представленном темно-зелеными плитчатыми алевролитами с редкими прослоями тонкозернистых песчаников, найдены многочисленные остатки граптолитов. В верхней части толщи встречены *Dicellograptus* cf. *complanatus ornatus* El. et W., *Climacograptus* ex gr. *scalaris* (Hisinger), *Cl.* cf. *angustus* (Pern.), *Cl. supernus* El. et W., *Cl. latus* El. et W., *Amplexograptus* sp., *Diplograptus* sp., *Rectograptus* ex gr. *truncatus* (Lapw.), *R. truncatus abbreviatus* (El. et W.), *R.* cf. *truncatus fritschii* (Perner). Этот комплекс прослежен во всех изученных разрезах верхнего ордовика и характеризует зону *Climacograptus supernus*, выделенную Б. М. Келлером (1965) для верхнего ашгилля Казахстана и отвечающую зоне *Dicellograptus anceps* Англии.

К улькунтасскому горизонту относятся массивные известняки и известковистые мергели, содержащие различные комплексы фауны.

В массивных известняках встречены криноидеи, колониальные кораллы, мшанки, брахиоподы, трилобиты и водоросли (см. список пачки 32, разрез II). Криноидеи, трилобиты и водоросли в этом комплексе характерны для ордовикских отложений. Колониальные кораллы представлены семействами *Agetolitidae*, *Favositidae*, *Billingsaridae*, *Lyoporidae*, *Halysitidae*, *Plasmoporellidae*, *Proporidae* и *Heliolitidae*. Семейство *Agetolitidae* представлено родами *Agetolites*, *Agetolitella* и *Hemiagetolites*. *Agetolites mirabilis* впервые найден в Восточном Казахстане в акдомбакских известняках, ранее ошибочно относимых к силуру (Соколов, 1955). Кроме Казахстана представители рода *Agetolites* широко распространены в отложениях позднего ордовика Средней Азии, Горной Шории и Китая. Род *Agetolites* вымер на границе ордовика и силура, и его представители выше слоев с *Holorhynchus giganteus*, которые соответствуют поркунскому горизонту Прибалтики, не найдены. Род *Hemiagetolites* начал существование позже *Agetolites*, но также вымер на границе с силуrom. Род *Agetolitella* описан А. И. Кимом (1962) из отложений, относимых к нижнему силуру и сопоставляемых со слоями с *H. giganteus* Казахстана и поркунским горизонтом Прибалтики. Семейство *Favositidae* также представлено тремя родами, хотя в количественном отношении оно значительно превосходит семейство *Agetolitidae*. Среди этого семейства наиболее широко распространен род *Palaeofavosites*, представленный пятью видами. Три из них существовали еще в позднем карадоке и на границе с силуrom вымерли. Виды *Palaeofavosites simplex* и *P. rotundus* перешли в силур. Такое массовое появление представителей рода *Palaeofavosites* характерно для ашгильского века позднего ордовика — поркунского горизонта Прибалтики, слоев «5в» Норвегии и слоев с *H. giganteus* Восточного Казахстана. Из рода *Priscosolenia* известно несколько видов, которые жили только в ашгильское время. Род *Mesofavosites* представлен двумя видами: *M. subfallax* характерен для ашгиллии Сибири, а *M. dubius* распространен в позднем ордовике Восточного Казахстана. Представители рода *Lyopora* и *Saffordophyllum* известны только из отложений среднего и позднего ордовика. Род *Vasipora* имеет более широкое вертикальное распространение — его виды в Прибалтике встречаются и в силуре.

Гелиолитиды представлены семействами *Plasmoporellidae*, *Proporidae* и *Heliolitidae*. Основная масса их принадлежит к роду *Plasmoporella*, широко распространенному в позднем ордовике и полностью исчезающему в силуре. Единственный вид *Propora intercedens* из семейства *Proporidae* отмечен в позднем ордовике (слои «5а» Норвегии и слои с *H. giganteus* Восточного Казахстана). Семейство *Heliolitidae* представлено родами *Heliolites* и *Stelliporella*. Представители рода *Stelliporella* появились в Казахстане в конце ашгильского века и достигли максимального расцвета в силуре. Виды рода *Heliolites* — *H. paopensis* и *H. tolenensis* — характерны для ашгильского яруса Прибалтики и Восточного Казахстана.

Анализ колониальных кораллов улькунтасского горизонта свидетельствует, что основная часть родов табулят и гелиолитид жила еще в начале позднего ордовика. На границе с силуrom они вымерли, и только часть родов перешла в силур. То же самое наблюдается и в Прибалтике (Клааманн, 1962). Видовой состав подтверждает эти выводы: известные виды преимущественно распространены в ашгиллии или же во всем позднем ордовике. На этом основании возраст улькунтасского горизонта нужно считать ашгильским, а не лландоверийским, как принималось раньше.

Таблица распространения колоннальных кораллов и брахиопод из улькунтасского горизонта ашгилий Чу-Илийских гор

Род	Верхний ордовик		Нижний силур	
	Верхний карадок	Ашгилий	Лландовери	Венлок
1	2	3	4	5
<i>Agetolites</i>	----- +++++	----- +++++		
<i>Agetolitella</i>		----- +++++		
<i>Hemlagetolites</i>		----- +++++		
<i>Palaeofavosites</i>	+++++ - - -	+++++ - - -	+++++ - - -	+++++ - - -
<i>Priscosolenia</i>		----- +++++ - - -		
<i>Mesofavosites</i>	----- +++++ - - -	----- +++++ - - -	+++++ - - -	+++++ - - -
<i>Eocatenipora</i>	+++++ ----- - - -	+++++ ----- - - -	+++++ ----- - - -	+++++ ----- - - -
<i>Vacuopora</i>	- - - - -	----- - - - - -	- - -	
<i>Saffordophyllum</i>	- - - - -	----- - - - - -		

<i>Lyopora</i>	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -		
<i>Plasmoporella</i>	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -		
<i>Propora</i>	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -
<i>Stelliporella</i>		+++++ - - - - -	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -
<i>Heliolites</i>	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -
<i>Monomerella</i>	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -	
<i>Dalmanella</i>	- - - - -	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -
<i>Pentamerus</i>		- - - - -	+++++ - - - - -	+++++ - - - - -

1	2	3	4	5
<i>Conchidium</i>		++++ -----		----- +++++
<i>Leptaena</i>	+++++	+++++	+++++	+++++
<i>Rhynchotrema</i>	+++++	+++++		
<i>Spirigerina</i>	+++++	+++++	+++++	+++++
<i>Septatrypa</i>		-----	+++++	+++++
<i>Eospirifer</i>		-----	+++++	+++++
<i>Zygospira</i>	+++++	+++++	+++++	+++++

----- распространение рода в Чу-Илийских горах;
 ++++++ то же в хребте Чингиз;
 ----- то же в Европе.

Брахиподы улькунтасского горизонта относятся к семи семействам, объединяющим 10 родов. Из семейства *Pentameridae*, преобладающего по количеству экземпляров в комплексе брахиопод, встречены роды *Pentamerus* и *Conchidium*. Род *Pentamerus* характерен для силура, его виды в ордовике не были известны. Род *Conchidium* до последнего времени также считался только силурийским. Однако в ряде последних работ («Treatise on Invertebrate Paleontology», 1959; Розман, 1967) отмечено появление его представителей в верхнем ордовике. К этому роду в нашем районе относятся *Conchidium münsteri* — самый древний, ранее известный вид рода, происходящий из слоев «5в» Норвегии, и новый вид *C. ulkuntasensis* (in coll.). Семейство *Camarotoechiidae* представляют два рода. Род *Camarotoechia* широко распространен от силура до нижнего карбона. Род *Rhynchotrema* характерен для среднего и верхнего ордовика; в хр. Чингиз один его вид встречен в слоях с *Holorhynchus giganteus*. Из семейства *Atrypidae* присутствуют роды *Spirigerina* и *Septatrypa*. Род *Spirigerina* распространен в верхнем ордовике — нижнем девоне, а род *Septatrypa* — в силуре и нижнем девоне. Род *Zygospira* семейства *Zygospiridae* обычен в среднем, верхнем ордовике и нижнем силуре. Семейство *Cyrtiidae* охарактеризовано родом *Eospirifer*, появление которого было известно только с нижнего силура. Таким образом, в улькунтасском горизонте встречен своеобразный комплекс брахиопод, где наряду с родами, распространенными в ордовике (*Rhynchotrema*), присутствуют роды, характерные для ордовика и силура, а также только силурийские формы. Среди брахиопод по количеству преобладают представители семейства *Pentameridae* (*Conchidium*, *Pentamerus*) и встречены такие типичные силурийские роды, как *Eospirifer* и *Septatrypa*. Поэтому если придерживаться принципа проведения границы по появлению новых форм, то по брахиоподам возраст улькунтасского горизонта следовало бы считать силурийским, как и было принято ранее. Но это, как сказано, противоречит выводу об ордовикском возрасте этих отложений, основанному на анализе колониальных кораллов и трилобитов.

Фаунистический комплекс улькунтасского горизонта хорошо сопоставляется с известными комплексами других регионов как в Союзе, так и за его пределами. Комплекс колониальных кораллов соответствует поркунскому горизонту Прибалтики и слоям с *Holorhynchus giganteus* хр. Чингиз, где в последнее время найдены граптолиты позднего ашгиллия (зона *Dicellograptus anceps*), на основании чего они также отнесены к ордовика. Комплекс брахиопод по наличию общих видов сопоставляется со слоями с *H. giganteus* хр. Чингиз и со слоями «5в» Норвегии.

Из органических остатков в известково-мергелистых фациях улькунтасского горизонта чаще всего встречаются трилобиты, представленные бедным в видовом отношении комплексом, редкие колониальные кораллы и брахиоподы очень плохой сохранности. Кораллы представлены *Plasmoporella* aff. *abakensis*, Pl. sp., *Fletcheriella* sp., *Propora brevisseptata*, брахиоподы — *Dalmanella* sp., *Leptaena* sp., *Chonetoides* sp., трилобиты — *Dalmanitina mucronata*, *D. olini*, *Calymenella (Eohomalonotus) sinensis*. Эти виды трилобитов характерны для дальманитиновых слоев верхнего ашгиллия Швеции. Комплекс колониальных кораллов бедный, все они ордовикского облика и сопоставляются с кораллами из улькунтасских известняков. Брахиоподы, определенные только до рода, широко распространены в ордовике и силуре. Таким образом, трилобиты и кораллы известково-мергелистых отложений определяют их позднеашгильский возраст. Стратиграфическое

положение известково-мергелистых отложений подтверждает этот же возраст. Залегают они, как и массивные известняки, на алевролитах позднего ашгиллия (разрезы I, III, IV) зоны *Climacograptus supernus* и перекрыты песчаниками с граптолитами раннего лландовери. Это особенно хорошо видно в районе р. Жидели (см. рис. 1, разрез 1), где в непрерывном разрезе встречаются: в пачке 10 — *Dicellograptus* sp. (ex gr. *complanatus* L a p w.), *Climacograptus* sp., *Diplograptus* sp. indet., *Rectograptus* ex gr. *truncatus* (приведенные граптолиты отвечают ашгиллию), в пачке 11 — *Dalmanitina mucronata*, *D. olini*, *Calymenella* (*Eohomalonotus*) *sinensis*, определяющие верхнюю зону ашгиллия, в пачке 14 — *Climacograptus minutus*, *Cl. scalaris normalis*, *Cl. cf. scalaris miserabilis*, *Paraclimacograptus innotatus*, *Glyptograptus* cf. *kaochiapienensis*, *Diplograptus* cf. *modestus*, *D. modestus parvulus*, *Akidograptus ascensus* — виды, характерные для нижнего лландовери и отвечающие зоне *Acidograptus ascensus* — *A. acuminatus*. Таким образом, позднеашгилльский возраст известково-мергелистых отложений определяется однозначно. Известково-мергелистые отложения по стратиграфическому положению четко сопоставляются с известняками улькунтасского горизонта, которые также залегают на алевролитах с граптолитами верхнего ашгиллия (зона *Climacograptus supernus*). Несмотря на то, что по фауне брахиопод нельзя точно определить возраст известняков улькунтасского горизонта, фауна колониальных кораллов из известняков, их стратиграфическое положение в разрезе и сопоставление с известково-мергелистыми отложениями дают основание считать улькунтасские известняки также позднеашгилльскими.

Следовательно, к позднему ашгиллию относятся улькунтасские массивные серые известняки со стратотипическим разрезом в районе р. Кызылсай (II) и известково-мергелистые отложения, распространенные в урочище Дуланкара и по рекам Ацису и Жидели. Ашгилльский ярус в Чу-Илийских горах делится на два горизонта: чокпарский, охватывающий две граптолитовые зоны (*Dicellograptus complanatus* и *Climacograptus supernus*), и улькунтасский, отвечающий зоне *Dalmanitina mucronata* и слоям с *Holorhynchus giganteus* и *Conchidium münsteri*. Следовательно, граница между ордовиком и силуром проходит по кровле улькунтасского горизонта. Учитывая, что в отложениях улькунтасского горизонта встречаются представители родов *Pentamerus* и *Eospirifer*, можно предположить, что эти роды в Казахстане появились в позднеордовикское время.

Т. Б. РУКАВИШНИКОВА, С. Г. ТОКМАЧЕВА, Б. А. САЛИН,
Н. Н. СЕВРЮГИН, А. В. ТИМУШ

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕСИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОР

В юго-восточной части Чу-Илийских гор, у подножия сопки Ушчоку, Д. И. Яковлев в 1929 г. впервые выделил фаунистически охарактеризованные силурийские отложения. Позднее этот участок детально изучил Н. Н. Костенко (1948), который кроме известного разреза условно отнес к силуру красноцветные терригенные образования гор Дуланкара. В 1937 г. Н. А. Ноздрев ошибочно счел отложения к востоку от гор Хантау силурийскими, однако последующие сборы фауны не подтвердили силурийский возраст этих отложений. В 1955 г. С. Г. Токмачева и И. И. Парецкий в среднем течении р. Карасай в небольшом эрозионном окне среди вулканитов коктаасской свиты обнаружили лландоверийские граптолиты. В 1956 г. Б. М. Келлер (1956) и Т. Б. Рукавишникова (1956) к силуру отнесли известняки улькунтасского горизонта*.

Эти немногочисленные находки фауны силура, приуроченные к участкам, различным по геологической обстановке, и отсутствие связи между ними, привели к выводу, что в силурийском периоде Чу-Илийские горы представляли поднятие и являлись областью размыва. Этот вывод вытекал также из многочисленных наблюдений непосредственного налегания на верхний ордовик коктаасской свиты, в гальке базальных конгломератов которой И. В. Хохловым и Т. Б. Рукавишниковой в 1952 г. была собрана верхнесилурийская фауна.

Вопрос о распространении силурийских толщ, их объеме, характере разрезов возник в 1961 г., когда С. Г. Токмачева и Р. Н. Решетов нашли силурийские брахиоподы среди буроцветных терригенных отложений в юго-восточной части Чу-Илийских гор и в последующем выявили ряд новых точек с фауной силура. В 1963 г. Г. З. Сидневцев обнаружил фауну силура среди красноцветов, относимых к коктаасской свите, в северо-западной части Чу-Илийских гор (верховья р. Карасай в горах Койжарылган). В 1964 г. здесь же Т. Б. Рукавишникова выделила силурийские отложения и среди зеленоцветных пород, отнесившихся ранее к верхнему ордовику. Несколько местонахождений фауны в этом районе установили С. Г. Токмачева и Л. М. Палец. В 1965—1966 гг. фаунистически охарактеризованные отложения силура Б. А. Салин и Н. Н. Севрюгин обнаружили в верховьях р. Жидели (южная часть гор Койжарылган). Большое значение для определения

* В настоящее время возраст улькунтасского горизонта определяется как поздний ордовик (см. статью Н. В. Полтавцевой и Т. Б. Рукавишниковой в настоящем сборнике).

границы ордовика и силура имели находки трилобитов, отвечающих дальманитиновым слоям ашгиллия в урочище Ащису и верховьях р. Жидели. Первая находка сделана С. Г. Токмачевой в 1965 г., вторая — Н. Н. Севрюгиным и Б. А. Салиным в 1966 г. Собранные материалы позволяют установить основные черты разрезов, некоторые особенности распространения и наметить историю развития района в нижнем силуре.

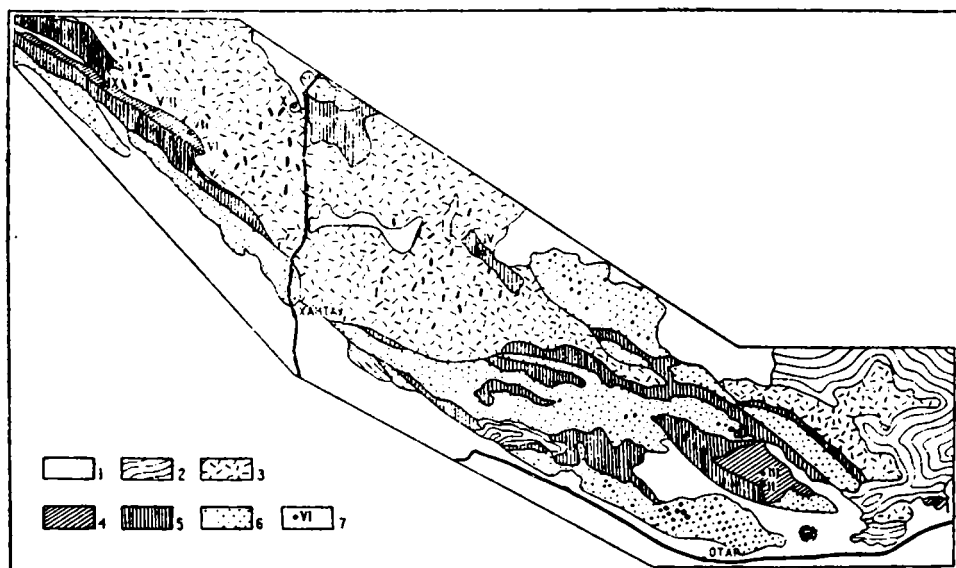


Рис. 1. Схема распространения отложений нижнего силура в Чу-Илийских горах. 1 — мезозой-кайнозой; 2 — верхний палеозой; 3 — девон; 4 — нижний силур; 5 — ордовик; 6 — нижний палеозой; 7 — места составления детальных разрезов: I — Ушчоку; II — Дуланкара; III — Ащису; IV — Ботабурум; V — Жидели; VI — верховья р. Карасай; VII — р. Карасай; VIII — р. Чингельды; IX — родник Саламат; X — низовья р. Карасай.

Приведенный фактический материал собран при специальных тематических исследованиях и планомерных геологических съемках. Органические остатки, списки которых приведены в тексте, определяли: криноидеи — Г. А. Стукалина и Ю. Туютянь, ругозы — Ж. С. Султанбекова, колониальные кораллы — Н. В. Полтавцева, брахиоподы — Т. Б. Рукавишников, трилобиты — К. А. Лисогор, граптолиты — Н. Ф. Михайлова и Д. Т. Цай.

Нижнесилурийские отложения в Чу-Илийских горах развиты в двух разобщенных участках (рис. 1). Первый расположен в юго-восточной части Чу-Илийских гор (гора Карашагыл, урочище Дуланкара, р. Ащису, сопка Ушчоку), а второй — на северо-западе (горы Койжарылган, среднее течение р. Карасай). В центральной части Чу-Илийских гор силурийские отложения отсутствуют и непосредственно на фаунистически охарактеризованные породы верхнего ордовика налегает эффузивно-осадочная коктаасская свита. Возраст последней считается верхнесилурийским — нижнедевонским или нижнедевонским.

В урочище Дуланкара породы нижнего силура образуют крупную синклиналь, осложненную пологими брахискладками высокого порядка с неотчетливо выраженными простирациями шарниров складок. Многочисленные малоамплитудные сбросо-сдвиги расчленяют ее на блоки. В урочище Ащису морфология складок иная. Здесь брахи-

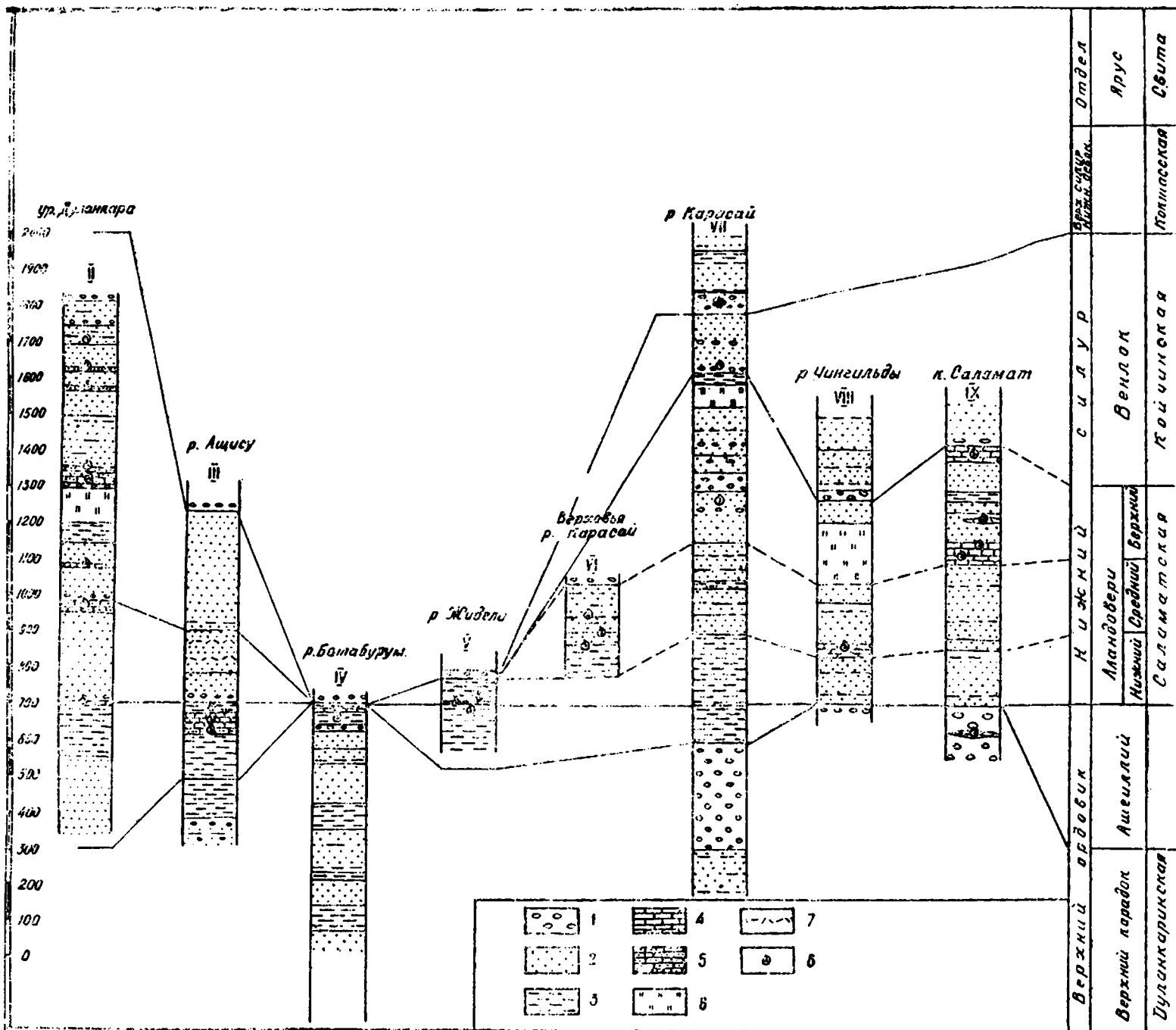


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов нижнего силура и ангилья. 1 — конгломераты, галечники; 2 — песчаники; 3 — алевролиты, алевропесчаники; 4 — известняки; 5 — песчаные известняки; 6 — задреновано; 7 — пепловые туфы; 8 — места сбора фауны.

синклинали, ориентированные в северо-западном направлении, разделены узкими антиклинальными перегибами. Углы падения на крыльях достигают 30—40°. В горах Койжарылган отложения нижнего силура слагают вытянутую в северо-западном направлении брахискладку, близкую по морфологии к складкам урочища Ащису. Близ колодца Саламат они приурочены к ядру синклинали, южное крыло которой срезано тектоническим нарушением. Наклон крыльев в описанных структурах редко превышает 30—40°. Юго-восточнее, в верховьях р. Карасай и по р. Жидели, силурийские отложения обнажены в узкой полосе, лишь в юго-западном крыле крупной синклинали с углами падения 60—75°. Кроме того, лландоверийская фауна встречается в туфогенно-терригенных породах, вскрытых в эрозионном окне среди эффузивов коктаасской свиты в среднем течении р. Карасай.

Отложения нижнего силура по литологическим признакам повсеместно отчетливо делятся на нижнюю — саламатскую — и верхнюю — койчинскую — свиты, содержащие различные комплексы фауны. Первая названа по колодцу Саламат в горах Койжарылган, где изучен ее опорный разрез, а вторая — по колодцу Койчи, расположенному в урочище Дуланкара, близ которого составлен наиболее полный палеонтологически охарактеризованный разрез. В работах А. О. Дюсекова, К. П. Сударчикова, А. В. Тимуш и др. (1963) нижнесилурийские отложения гор Койжарылган первоначально были названы аккудукской свитой, разделенной на две подсвиты. Учитывая, что аналогичное название имеет нижнекаменноугольная свита Карагандинского бассейна, мы его не используем.

Отложения саламатской свиты представлены зелеными, серыми песчаниками и алевролитами с горизонтами конгломератов и редкими прослоями и линзами известняков, известковистых песчаников и алевролитов. Изредка отмечаются маломощные прослои вишневых алевролитов. В верхней части саламатской свиты повсеместно прослеживается пачка песчаников, в которой зеленая окраска, присущая породам нижней свиты, постепенно сменяется красной, типичной для верхней свиты. В основании переходной пачки преобладают зеленоватые-серые полосчатые массивные песчаники, вверх по разрезу появляются бурые разности. Сначала они образуют единичные маломощные прослои, их количество и мощность постепенно увеличиваются. Мощность пачки меняется от 25 до 100 м. По кровле пачки проводится граница между свитами. Общая мощность саламатской свиты варьирует от 76 до 748 м.

Койчинская свита сложена красно- и бурочувствительными песчаниками, вишневыми алевролитами, конгломерат-песчаниками и конгломератами, очень маломощными линзами известняков и известковистых песчаников. Мощность свиты от 120 до 930 м.

Наиболее полно отложения нижнего силура представлены в урочище Дуланкара и по р. Ащису (рис. 2). Детальные разрезы этих участков дополняют друг друга, поскольку первый охарактеризован фауной и имеет четкий стратиграфический контакт между названными свитами, а во втором обоснованы нижняя и верхняя границы рассматриваемых отложений.

Детальный разрез в урочище Дуланкара составлен с запада на восток по борту сухого лога, отходящего на северо-запад от колодца Койчи. Здесь на отложения улькунтаасской свиты верхнего карадока налегают снизу вверх*:

* Разрез подстилающих отложений охарактеризован в статье Н. В. Полтавцевой и Т. Б. Рукавишниковой в настоящем сборнике.

Саламатская свита

1. Светлые желтовато-серые разнoзернистые и крупнозернистые до гравелитов песчаники с линзами алевролитов и тонкозернистых песчаников; в основании — скопления хорошо окатанной гальки кварца и светлых кварцитов до 2—3 см в диаметре 27 м.
2. Розовато-серые крупнозернистые песчаники, плохо сортированные с прослоями палевых и табачных мелкозернистых песчаников с брахиоподами *Macropleura* sp., *Zygospira* sp., в верхах — много уплощенных неокатанных плиток зеленых алевролитов и алевропесчаников 7 м.
3. Серые и бурые среднезернистые кварцево-полимиктовые песчаники с яркими примазками гидроокислов железа 21 м.
4. Розовато-серые полимиктовые песчаники, плохо сортированные, средне-крупнозернистые 16 м.
5. Розовато-серые кварцевые песчаники с выцветами гидроокислов железа, с двумя прослоями пепловых туфов мощностью до 20 см 78 м.
6. Серые и буровато-серые мелкозернистые песчаники комковатой текстуры, содержащие небольшие «стяжения» вишневого и зеленого сланцев 57 м.
7. Зеленые мелкозернистые песчаники с прослоем мелкообломочных липаритовых туфов мощностью до 20 см 4 м.
8. Зеленовато-серые мелкозернистые, плитчатые песчаники с брахиоподами *Macropleura otarensis* R u k. (in litt.), *Nucleospira* sp. 5—7 м.
9. Мелкозернистые бурые известковистые песчаники 30 м.

Койчинская свита

10. Буро-красные конгломераты с хорошо окатанной несортированной галькой песчаников, кварца, вулканитов, редко гранитоидов 2 м.
11. Буро-красные мелкозернистые песчаники 90 м.
12. Линзы серых брекчированных песчаных известняков, возможно доломитизированных, с остатками кораллов *Favosites* aff. *konihoensis* O., *F. forbesi* M. E. et H. и брахиопод *Macropleura otarensis* R u k. (in litt.), *Zygospira dubia* R u k. (in coll.), *Nucleospira* aff. *pisum* (S o w.) 2 м.
13. Мелкозернистые бурые песчаники 2 м.
14. Зеленые тонкозернистые и бурые мелкозернистые песчаники с гастроподами, переслаивающиеся с линзами брекчированных известняков 2 м.
15. Переслаивающиеся темно-бурые тонкозернистые песчаники и серые мелко- и тонкозернистые песчаники 9 м.
16. Переслаивающиеся серовато-бурые и светло-бурые мелкозернистые плитчатые песчаники и темно-бурые до фиолетово-бурых алевролиты и тонкозернистые песчаники 33 м.
17. Кирпично-красные алевролиты 75 м.
18. Светло-бурые с шоколадным оттенком мелкозернистые песчаники 32 м.
19. Мелкозернистые бурые песчаники 72 м.
20. Задерновано 100 м.
- 21*. Линзообразный прослой бурых конгломератов с плохо сортированной окатанной галькой кварцевых порфиров, кислых и средних вулканитов и кварца 1 м.
22. Буро-красные песчаники и алевролиты 10 м.
23. Серые, зеленовато-серые мелко- и среднезернистые песчаники с редкими прослоями бурых песчаников 15 м.
24. Бурые среднезернистые до крупнозернистых известковистые песчаники, переполненные створками брахиопод *Macropleura otarensis* R u k. (in litt.), *Zygospira* sp. 1 м.
25. Серые среднезернистые песчаники 15 м.
26. Зеленовато-серые мелко- и среднезернистые плитчатые плотные песчаники, в них — линза бурых более крупнозернистых известковистых песчаников с многочисленными створками брахиопод *Macropleura otarensis* R u k. (in litt.), *Zygospira* sp. 20 м.
27. Буро-красные плотные мелкозернистые песчаники с линзой известковистого песчаника до 20 см мощности, с обломками раковин брахиопод и гастропод 1 м.
28. Буро-красные тонкозернистые песчаники и бурые алевролиты 90 м.
29. Серые и зеленые среднезернистые песчаники 18 м.
30. Буро-красные среднезернистые песчаники и бурые алевролиты 25 м.
31. Бурые среднезернистые песчаники с редкими брахиоподами *Macropleura* sp., *Zygospira* sp. 0,1 м.

* С. Г. Токмачева считает, что с горизонта 21 разрез повторяется еще дважды, за счет чего общая мощность койчинской свиты завышена в 3 раза, и известняки, залегающие лишь в основании свиты, отмечены в средней и верхней частях.

32. Бурые среднезернистые песчаники с двумя прослоями голубовато-серых известняков мощностью до 1 м	13 м.
33. Линза серых, зеленовато-серых пятнистых известняков, переполненных обломками раковин гастропод	5 м.
34. Буро-красные среднезернистые песчаники	45 м.
35. Зеленовато-серые алевролиты и мелкозернистые песчаники	3 м.
36. Бурые среднезернистые известковистые песчаники, толстослоистые, с маломощными прослоями органогенных буро-серых пятнистых известняков с многочисленными остатками <i>Favosites</i> aff. <i>konihoensis</i> O., F. ex gr. <i>forbesi</i> M. E. et H. и брахиопод <i>Macroleura otarensis</i> R u k. (in litt.), <i>Zygospira dubia</i> R u k. (in coll.), <i>Nucleospira</i> aff. <i>pisum</i> (S o w.)	1 м.
37. Серые слоистые среднезернистые песчаники с маломощными прослоями зеленовато-серых алевролитов	12 м.
38. Линза серых известковистых песчаников с остатками раковин гастропод	1,5 м.
39. Бурые слоистые мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов мощностью 10—20 см	40 м.
40. Желто-бурые известковистые песчаники с обломками <i>Zygospira</i> sp. и гастропод	1,5 м.
41. Желтые, зеленовато-серые песчаники с редкими прослоями алевролитов	38 м.
42. Зеленые мелкозернистые песчаники	15 м.
43. Буро-красные слоистые мелкозернистые песчаники, мощность прослоев 5—20 см	17 м.
44. Зеленые алевролиты и тонкозернистые песчаники	0,25 м.
45. Бурые известковистые песчаники с обильными остатками очень мелких брахиопод <i>Eospirifer</i> ex gr. <i>radiatus</i> (S o w.), <i>Zygospira</i> sp.	1 м.
46. Часто переслаивающиеся красно-бурые алевролиты и тонкозернистые песчаники	35 м.
47. Серые и буроватые ракушники	0,3 м.
48. Бурые тонкослоистые алевролиты с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников	15 м.
49. Бурые конгломераты с несортированной галькой (от хорошо окатанной до угловатой), кислых вулканитов, кварца, гранодиорит-порфиров; цемент разнозернистый, песчаный	1 м.
50. Часто переслаивающиеся бурые средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты с редкими маломощными (до 1 см) прослоями бурых мелкогалечных конгломератов	70 м.
51. Бурые конгломераты, аналогичные слою 49	1 м.

Полная мощность нижнесилурийских отложений составляет около 1175 м, мощность саламатской свиты 240—250 м, а койчинской — 930 м.

В урочище Ащису отмечено отчетливое согласное налегание нижнего силура на фаунистически охарактеризованный ашгиллий* и перекрытие силура базальными конгломератами коктаасской свиты. Детальный разрез прослежен по северному притоку сухого русла Ащису с юга-запада на северо-восток. Здесь наблюдаются (снизу вверх):

Саламатская свита

1. Грубозернистые, переходящие в гравелиты песчаники с галькой кварцитов, кварца, гнейсов и порфироидов, местами с образованием линз и невыдержанных прослоев конгломератов. Галька хорошо окатана и достигает 2—3 см в диаметре	39 м.
2. Зеленые до бутыльно-зеленых мелкозернистые полимиктовые песчаники	10 м.
3. Вишневые мелкозернистые песчаники, сменяющиеся среднезернистыми полимиктовыми известковистыми	4 м.
4. Зеленые мелко- и среднезернистые песчаники	8 м.
5. Буровато-серые среднезернистые полимиктовые песчаники	13 м.
6. Вишнево-серые мелкозернистые до тонкозернистых, плотные полимиктовые туфопесчаники с косою слоистостью	5 м.
7. Мелкозернистые зеленые песчаники, сменяющиеся серыми и слегка зеленовато-серыми	37 м.
8. Бутыльно-зеленые мелкообломочные туфы липаритового состава	3 м.
9. Задержано	5 м.

* Разрез подстилающих верхнеордовикских отложений приведен в статье Н. В. Полтавцевой и Т. Б. Рукавишниковой.

10. Серые плотные кварцево-полимиктовые песчаники с маломощными прослойками мелкообломочных туфов липаритового состава	(до 20 см) 43 м.
11. Задерновано	25 м.

Койчинская свита

12. Вишнево-красные среднезернистые полимиктовые песчаники, неотсортированные	13 м.
13. Зеленые кремнистые алевролиты	1 м.
14. Вишневые мелкозернистые песчаники, постепенно сменяющиеся тонкозернистыми	28 м.
15. Вишневые мелкозернистые кварцево-полимиктовые песчаники	30 м.

Выше залегают конгломераты коктаасской свиты. Полная мощность силура составляет 523 м, из которых саламатская свита—194 м, а койчинская — 329 м.

Северо-западнее урочища Дуланкара на протяжении 150—200 км нижнесилурийские отложения отсутствуют и на фаунистически охарактеризованные отложения дуланкаринской свиты без видимого несогласия ложатся конгломераты коктаасской свиты.

В северо-западной части Чу-Илийских гор (горы Койжарылган) нижнесилурийские отложения прослежены почти непрерывной полосой от р. Жидели на юго-востоке до родника Гулькилен на северо-западе. По р. Жидели они узкой лентой выходят на юго-западном крыле крупной синклинали. В верховьях р. Жидели известен следующий разрез саламатской свиты, согласно залегающей на известняках ультантасского горизонта (снизу вверх):

1. Зеленые массивные алевролиты	6 м.
2. Зеленовато-серые карбонатизированные песчаники, местами с концентрической отдельностью	0,3 м.
3. Зеленые плитчатые алевролиты с тонкими подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников и остатками граптолитов <i>Climacograptus minutus</i> Carr., <i>Cl. cf. scalaris miserabilis</i> El. et W., <i>Paraclimacograptus innotatus</i> Nich., <i>Glyptograptus cf. kaochiapienensis</i> Hs a., <i>Diplograptus cf. modestus</i> Lapw., <i>Dip. modestus parvulus</i> (Lapw.), <i>Acidograptus ascensus</i> Dav., <i>Ac. sp.</i>	70 м.

Мощность нижнего силура по разрезу 76,3 м. Разрез по р. Жидели особенно интересен, так как это единственный участок в районе, где на верхнем ашгиллии (зона *Dalmanitina mucronata*) залегают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего лландовери (зона *Acidograptus ascensus* — *Ac. acuminatus*).

Несколько северо-западнее в бассейне верховьев р. Карасай в зеленых и темно-серых алевролитах собрана многочисленная фауна граптолитов *Climacograptus* aff. *scalaris* Hisin., *Cl. cf. medius* (Törnq.), *Pseudoclimacograptus hughesi* (Nich.), *Ps. alkamergensis* sp. nov., *Glyptograptus tamariscus* Nich., *Gl. ex gr. tamariscus* Nich., *Pristiograptus* ex gr. *gregarius* Lapw., *Demirastrites?* sp., *Monograptus* sp. indet. среднелландоверийского возраста. Низы разреза здесь срезаны разломом, по которому они контактируют с отложениями верхнего карадока.

Далее к северо-западу, по правому притоку р. Карасай, отложения нижнего силура представлены более полно. Здесь обнажены (снизу вверх):

Саламатская свита

1. Серые тонко- и среднезернистые песчаники	45 м.
2. Зелено-серые среднезернистые песчаники	43 м.
3. Серые конгломераты с хорошо окатанной галькой	5 м.

4. Зеленовато-серые среднезернистые песчаники с редкими прослоями более тонкозернистых разностей 50 м.
5. Серые, зеленовато-серые конгломераты с галькой размером 5—7 см и с отдельными валунами серых окварцованных песчаников, кислых интрузивных пород, туфов и яшм 50 м.
6. Зеленовато-серые тонкослоистые алевропесчаники, залегающие в виде линз в конгломератах 8 м.
7. Серые плотные среднезернистые песчаники с криноидеями *Obuticrinus* cf. *bulloz* Jelt. et St us., *Cyclocrinus* sp 10 м.
8. Серые среднезернистые плотные песчаники с линзами и прослоями конгломератов 40 м.
9. Серые средне- и мелкозернистые песчаники с прослоями серовато-зеленых и бурых среднезернистых песчаников мощностью до 0,5 м 1,5 м.
10. Зеленовато-серые среднезернистые полимиктовые песчаники с отдельными гальками, линзовидными прослоями конгломератов, обломками алевролитов 60 м.
11. Серовато-зеленые тонкозернистые песчаники и алевролиты 2 м.
12. Переслаивающиеся буро-коричневые тонкозернистые песчаники и алевролиты 18 м.
13. Светлые, зеленовато-серые среднезернистые песчаники с прослоями буровато-серых и бурых песчаников; преобладают серые 45 м.
14. Задерновано 105 м.
15. Переслаивающиеся кирпично-красные и зеленые тонколистоватые ожелезненные алевролиты 12 м.

Койчинская свита

16. Бурые крупногалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой, многочисленными прослоями и линзами бурых, кирпично-красных средне- и мелкозернистых песчаников и редкими прослоями ярких алевролитов; по простираению конгломераты переходят в песчаники, содержащие линзы конгломератов; в песчаниках—линзы известковистых полимиктовых разностей с брахиоподами *Orthidae*, *Pentamerus* sp., *Plectatrypa* ex gr. *barrandei* (D a v.), *Howellalla* aff. *metuens* (B a r r.), *Zygospiridae*, *Whitfieldella* H a l l., *Tschatcalia prima* R u k. (in litt.) 20 м.
17. Кирпично-бурые среднезернистые полимиктовые песчаники 22 м.
18. Задерновано 40 м.
19. Бурые крупно- и среднегалечные конгломераты со среднезернистым песчанистым цементом и галькой окварцованных песчаников, кварцевых порфиров 10 м.
20. Розовато-серые крупнозернистые песчаники с несортированным материалом, есть прослои более тонкозернистых косослоистых разностей 70 м.
21. Коричнево-бурые крупнозернистые песчаники с отдельными гальками и линзами мелкогалечных конгломератов 20 м.
22. Буровато-красные тонколистоватые алевролиты 10 м.
23. Среднезернистые бурые песчаники 8 м.
24. Красно-бурые мелкогалечные конгломераты с галькой хорошей и средней окатанности 10 м.
25. Переслаивающиеся буровато-красные алевролиты и тонкозернистые песчаники 125 м.
26. Кирпично-красные тонкозернистые песчаники с прослоями алевролитов 110 м.
27. Кирпично-красные мелкозернистые песчаники и алевролиты 220 м.

Вышележащие отложения срезаны тектоническим нарушением. Мощность саламатской свиты 49 м; видимая мощность койчинской свиты 665 м.

Отложения силура от русла Карасай прослежены дальше на северо-запад, в район ручья Чингильды и колодца Саламат. Приводимый ниже разрез по р. Чингильды описан в 400 м ниже колодца Урумбай от тектонического нарушения, проходящего в ядре складки. К северу от этого нарушения обнажены (снизу вверх):

Саламатская свита

1. Серые крупногалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой кварцевых порфиров, алевролитов, слюдяных гранитов, цемент серый, среднезернистый, песчанистый 18 м.
2. Часто переслаивающиеся темные зеленовато-серые алевролиты и тонкозернистые песчаники 130 м.
3. Темно-серые рассланцованные алевролиты с многочисленными граптолитами — *Climacograptus* cf. *medius* (T ö r n q.), *Cl.* cf. *rectangularis* M'Co y, *Glyptograptus*

ex gr. <i>tamariscus</i> Nich., <i>Gl. limshanensis</i> Hs a, <i>Petalograptus</i> sp. indet., <i>Pristiograptus</i> sp. indet., <i>Campograptus</i> sp., <i>Rastrites</i> cf. <i>pecten</i> Törnq	35 м.
4. Зеленовато-серые плитчатые тонкозернистые песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами	115 м.
5. Серые массивные средне- до крупнозернистых полимиктовые песчаники с редкими маломощными прослоями тонкозернистых плитчатых песчаников	30 м.
6. Серые мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся с более тонкозернистыми песчаниками	20 м.
7. Задерновано	170 м.
8. Серые среднезернистые осветленные песчаники	35 м.
9. Светло-бурые среднезернистые песчаники, переслаивающиеся со светло-серыми песчаниками	25 м.

Койчинская свита

10. Буровато-зеленые пестроокрашенные мелкогалечные конгломераты с галькой средней и плохой окатанности	5 м.
11. Буровато-красные алевролиты	15 м.
12. Конгломераты, аналогичные слою 10	8 м.
13. Буро-красные тонкозернистые песчаники и алевролиты	110 м.
14. Красно-бурые тонкозернистые песчаники с невыдержанными прослоями алевролитов	90 м.

Вышележащие отложения срезаны нарушением. Мощность саламатской свиты 580 м; видимая мощность койчинской свиты 230 м. Граптолиты, встреченные в пачке 3, отвечают зоне *Pristiograptus gregarius* нижней части среднего лландовери.

В заключение обзора послойных разрезов нижнесилурийских отложений приводим опорный разрез саламатской свиты у колодца Саламат, где прослежены залегающие на конгломератах верхнего карадокса:

Саламатская свита

1. Крупногалечные конгломераты с галькой алевролитов, интрузивных пород, кварцитов	35 м.
2. Переслаивающиеся темно-серые алевролиты, серые плотные и зеленовато-серые тонкоплитчатые песчаники	150 м.
3. Зеленовато-серые мелко- и тонкозернистые плитчатые песчаники	30 м.
4. Темно-серые алевролиты и зеленовато-серые песчаники; последние преобладают	80 м.
5. Табачно-зеленовато-серые тонкоплитчатые тонкозернистые песчаники	15 м.
6. Песчаники, аналогичные слою 8, с редкими прослоями темно-серых алевролитов	115 м.
7. Темно-серые алевролиты и тонкозернистые зеленовато-серые песчаники с прослоями и линзами серых известняков с большим количеством органических остатков: кораллов — <i>Entelophyllum articulatum</i> Wal., <i>Palaeofavosites</i> aff. <i>subdolos</i> Kov., <i>Catenipora</i> sp., <i>Heliolites</i> sp., <i>Mesofavosites</i> ? sp., <i>Halysites</i> sp., брахиопод — <i>Parmorthis</i> sp., <i>Dolerorthis</i> sp., <i>Strophomenidae</i> , трилобитов — <i>Encrinurus</i> , <i>Illae-nidae</i>	25 м.
8. Темно-серые рассланцованные алевролиты с тем же комплексом фауны, что и в слое 7	40 м.
9. Известковистые песчаники со стяжениями светло-серых известняков с фауной, аналогичной слою 7	50 м.
10. Известковистые песчаники с желваками известняков, содержащих обильные остатки кораллов <i>Catenipora</i> ? sp., <i>Halysites</i> cf. <i>catenularis</i> (Linn.), <i>Palaeofavosites</i> cf. <i>balticus</i> Rukh., <i>Plasmopora</i> ? sp., <i>Helioplasmodites</i> ? sp., <i>Favosites</i> sp., <i>Heliolites</i> sp., брахиопод <i>Parmorthis</i> sp., <i>Pentamerus</i> sp., <i>Sowerbyella</i> sp., <i>Strophomenidae</i> , <i>Eospirifer</i> sp., <i>Whitfieldella</i> sp.	15 м.
11. Темно-серые песчаники, менее известковистые, чем в слоях 9 и 10; в них редкая фауна брахиопод	15 м.
12. Серые среднезернистые песчаники	15 м.
13. Зеленовато-серые алевролиты и тонкозернистые песчаники	15 м.
14. Серые тонколистоватые слабо рассланцованные алевролиты	15 м.
15. Табачно-зеленовато-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники	20 м.
16. Зеленовато-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники с редкими остатками ругоз плохой сохранности	10 м.

17. Переслаивающиеся мелкозернистые зеленовато-серые песчаники и серые алевролиты 45 м.
18. Темно-серые известковистые песчаники и алевролиты с линзами (очень маломощными) светло-серых известняков с многочисленными остатками криноидей *Elipsoelipticus* cf. *formalis* St u k. и брахиопод *Monomerella* sp., *Parmorthis elegantula* subsp. *kazachstanica* subsp. nov., *Pentamerus* ex gr. *oblongus* S o w., *Clorinda* sp. 45 м.

Койчинская свита

19. Буровато-серые мелкогалечные конгломераты с галькой, хорошо окатанной, среднезернистых гранитов, гранито-гнейсов, различных кристаллических сланцев и в меньшей мере спилитов 18 м.
20. Зеленовато-серые песчаники с редкой хорошо окатанной галькой кварца, яшм и изредка гранито-гнейсов 14 м.
21. Зеленые грубозернистые песчаники до гравелитов; крупные зерна образованы в основном кварцем, серыми и красными кварцитами 14 м.
22. Зеленовато-серые мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники с едва заметной полосчатостью за счет изменения зернистости 6 м.
23. Зеленовато-серые среднезернистые полимиктовые песчаники с обильными более крупными хорошо окатанными зернами кварца 24 м.
24. Буровато-серые среднезернистые полимиктовые песчаники 15 м.
25. Бурые мелкозернистые полимиктовые песчаники с редкими зернами кварца и яшм 14 м.
26. Бурые среднезернистые полимиктовые песчаники, состоящие из зерен яшм, кварцитов и кварца 15 м.

Мощность разреза 868 м, из которых 748 м приходится на саламатскую свиту, а 120 м — на койчинскую. Нижняя граница толщи в значительной мере условна.

Анализ разрезов нижнесилурийских отложений Чу-Илийских гор позволяет наметить совокупность литологических и палеонтологических признаков, которые, с одной стороны, дают основание для расчленения их на две свиты, а с другой — для проведения четкой их параллелизации по всему району. Наряду с этим имеются некоторые отличия разрезов, свидетельствующие о существовании двух разобщенных областей осадкообразования.

В горах Койжарылган саламатская свита представлена зеленоцветными, преимущественно средне- и крупнозернистыми терригенными образованиями. В кластическом материале преобладают обломки кварца и плагиоклазов; в меньшем количестве присутствуют обломки кварцитов, сланцев, калишпата, микропегматита, основных масс порфиринов и липаритовых порфиров. В целом саламатская свита этого участка составляет естественное продолжение отложений ордовика.

В горах Дуланкара в саламатской свите преобладают крупнозернистые, недостаточно сортированные разности, довольно часты горизонты конгломератов. В обломочном материале многочисленные зерна основных масс липаритовых порфиров, вулканических стекол и туфов. Появляются прослои туфов и туфопесчаников, отсутствующие в горах Койжарылган. Характерно присутствие в некоторых слоях неокатанных обломков вишневых и ярко-зеленых алевролитов. Накопление осадков, по всей видимости, происходило в мелководных условиях с частыми изменениями режима осадкообразования и местными размывами. Обедненный видовой состав брахиопод и кораллов, представленных часто местными видами, отсутствие граптолитов также подтверждают возможность временной изоляции бассейна и некоторое нарушение его режима в связи с обмелением.

Нижняя граница саламатской свиты, являющаяся границей ордовика и силура*, хорошо картируется в горах Дуланкара, по рекам Ащису и Жидели, где силурийские зеленоцветные песчаники и алевролиты залегают на известковистых песчаниках и известняках ашгиллия. В основании свиты нередко встречаются маломощные невыдержанные прослои конгломератов. Проведение границы между ордовиком и силуром на этом уровне, по кровле известняков с трилобитами ашгиллия (зона *Dalmanitina mucronata*) подтверждается появлением граптолитов нижнего лландовери (зона *Acidograptus ascensus* — *A. acuminatus*) в 40 м выше известняков.

В центральной и северной частях гор Койжарылган нижняя граница саламатской свиты проведена несколько условно над конгломератами с линзами известняков с фауной, отвечающей дуланкаринской свите верхнего ордовика, выше которых залегают зеленоцветные песчаники и алевролиты с граптолитами среднего лландовери.

Тщательное изучение пограничных слоев ордовика и силура приводит к выводу об отсутствии структурных несогласий и крупных размывов на их границе. Чаше всего наблюдаются непрерывные разрезы и постепенные переходы от ордовика к силуру. Выпадение отдельных фаунистических комплексов ашгиллия или лландовери, вероятно, связано с местными условиями осадкообразования. Необходимо учитывать и еще недостаточную изученность разрезов. Однако на отдельных участках имеет место перерыв в осадконакоплении, падающий преимущественно на поздний ордовик (северная часть гор Койжарылган, районы рек Карасу, Чингильды).

Верхняя граница саламатской свиты установлена достаточно четко. Она проходит по основанию прослоя мелкогалечных конгломератов с многочисленной галькой кварца, залегающего в верхней части пачки, переходной от зеленоцветной к красноцветной. Положение этой границы подтверждено находками фауны венлокского возраста выше горизонта конгломератов (см. разрез по р. Карасай).

Койчинская свита сложена красноцветными среднезернистыми, часто неравномернозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами. В кластическом материале преобладают кварц, плагиоклазы, обломки кремнистых пород, кварц-серицитовых сланцев и кварцитов. Отмечены обломки основных масс липаритовых порфиров, вулканических стекол, туфов, порфиров и известняков. Для различных участков района наблюдается вариация крупности обломочного материала. Так, в урочище Дуланкара развиты преимущественно мелкообломочные породы, а в горах Койжарылган и в урочище Ащису — более грубозернистые разности. Туфогенный материал, присущий осадкам Дуланкара-Ащисуйского района, отсутствует в породах койчинской свиты гор Койжарылган. За верхнюю границу койчинской свиты принято основание базальных конгломератов коктаасской свиты, залегающей на ней без видимого углового или азимутального несогласия.

Несколько отличаются от рассмотренных выше отложения силура, расположенные юго-восточнее гор Дуланкара и территориально от них разобщенные. У сопки Ушчоку они выходят в небольшом тектоническом блоке, где представлено крыло структуры с северо-западными азимутами падения при углах 60—70°. Видимая часть разреза такова (снизу вверх):

* См. статью Н. В. Полтавцевой и Т. Б. Рукавишниковой в настоящем сборнике.

1. Зеленовато-серые, реже бурые тонкозернистые песчаники и алевролиты с прослоями неслоистых известняков с брахиоподами *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* Wilk., *Atrypa* sp., *Nalivkinia* sp., *Eospirifer* sp. 100 м.
2. Зеленовато-серые, реже табачно- и желто-серые тонкозернистые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами; в верхней части пачки, в прослое известковистых песчаников, встречаются брахиоподы *Stropheodonta*? sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Eospirifer radiatus* (Sow.), *Nalivkinia* sp. 1015 м.

Вышележащие отложения перекрыты эффузивно-осадочной толщей нижнего карбона. В 2,3 км западнее этого участка, в русле р. Карашоки, в прослое известковистых песчаников, отвечающем верхам описанного разреза, встречаются колониальные кораллы — *Palaeofavosites* aff. *finis* Lecl., *P. forbesiformis* var. *porosa* Sok., *P. aff. minutus* Kov., *Heliolites* cf. *interstinctus* Linn. и брахиоподы — *Stropheodonta* ex gr. *filosa* (Sow.), *Atrypa* ex gr. *orbicularis* Sow., *Nalivkinia* sp., *Eospirifer radiatus* var. *globata* Boris., *E. ex gr. radiatus* (Sow.), *E. fasus* Boris.

Приведенные виды характеризуют венлокский ярус.

Силурийские отложения этого участка отличаются от отложений венлока других площадей зеленой окраской. Кроме того, в районе сопки Ушчоку встречен более разнообразный комплекс кораллов и брахиопод, в котором отсутствуют местные виды. Это позволяет предполагать, что в юго-восточной части района в венлокское время существовал открытый бассейн с нормальной соленостью, не претерпевший временной изоляции.

В отложениях нижнего силура повсеместно встречаются многочисленные органические остатки, криноидеи, колониальные кораллы, брахиоподы, трилобиты и граптолиты, на основании определения которых точно устанавливается возраст отложений. В отложениях саламатской свиты гор Койжарылган на разных стратиграфических уровнях встречено три различных комплекса фауны. Первый комплекс, установленный в разрезе по р. Жидели (в 40 м от основания саламатской свиты), представлен граптолитами *Climacograptus minutus* Carr., *Cl. scalaris miserabilis* El. et W., *Cl. scalaris normalis* Lapw., *Paraclimacograptus innotatus* Nich., *Glyptograptus* cf. *kaochiapienensis* Hsü, *Diplograptus* cf. *modestus* Lapw., *D. modestus parvulus* (Lapw.), *Acidograptus ascensus* Dav. В этом комплексе вид *Acidograptus ascensus* Dav. является зональной формой раннего лландовери, а виды *Climacograptus scalaris normalis* Lapw., *Cl. minutus* Carr., *Diplograptus modestus parvulus* (Lapw.) также характерны для отложений этого возраста. Весь приведенный комплекс отвечает зоне *Acidograptus ascensus* — *A. acuminatus* основания лландовери.

Северо-западнее р. Жидели, на продолжении того же крыла структуры, в верхнем течении р. Чингильды, в 150 м от основания свиты встречены граптолиты *Climacograptus* cf. *medius* Törnq., *Cl. cf. rectangularis* McCoy, *Pseudoclimacograptus*? sp., *Glyptograptus* ex gr. *tamariscus* Nich., *Gl. lunshanensis* Hsü, *Petalograptus* sp. indet., *Pristiograptus* sp. indet., *Campograptus* sp., *Rastrites* cf. *pecten* Törnq., позволяющие рассматривать этот комплекс как среднелландоверийский.

Одновозрастной комплекс отмечен по правому притоку р. Карасай, где кроме перечисленных выше видов встречены *Climacograptus* aff. *scalaris* Hsü, *Pseudoclimacograptus hughesi* (Nich.), *P. alkamergensis* sp. nov. (in coll.), *Pristiograptus* ex gr. *gregarius* Lapw. Вид *Pristiograptus gregarius* является зональной формой среднего лландовери. И, наконец, у колодца Саламат, в 390 м от основания разреза встречены ругозы *Entelophyllum articulatum* Wal. и *Streptelasma* sp.,

характерные для верхнего лландовери, колониальные кораллы *Palaeofavosites* aff. *subdolos* K o v., *P. balticus* R u k c h., *Catenipora?* sp., *Halysites catenularius* (L i n n.), *Plasmopora?* sp., *Helioplasmolites?* sp., *Heliolites* sp., распространенные в пределах всего нижнего силура, а также брахиоподы *Monomerella* sp., *Parmorthis elegantula* subsp. *kassachstanica* R u k. (in coll.), *Dolerorthis* ex gr. *rustica* (S o w.), *Clorinda* sp., *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (S o w.), *Sowerbyella* sp., *Spirigerina* ex gr. *praemarginalis* (S o w.), *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (S o w.). Большинство видов приведенного комплекса брахиопод имеет широкое вертикальное распространение. Однако присутствие вида *Pentamerus oblongus* (S o w.) позволяет рассматривать этот комплекс как позднелландоверийский.

Приведенные три комплекса фауны сопоставляются с комплексами соответственно нижнего, среднего и верхнего лландовери Англии и Средней Азии.

К саламатской свите лландоверийского яруса отнесены также туфотерригенные отложения, обнаруженные в среднем течении сухого русла Карасай и содержащие граптолиты, по определению М. А. Обути, представленные видами *Pseudoclimacigraptus hughesi* (N i c h.), *Glyptograptus tamariscus* (N i c h.), *Raphidograptus tornquisti* (El. et W.), *Pristiograptus* ex gr. *gregarius* (L a p.), *Monograptus* sp., характерными для среднего лландовери.

Органические остатки, встреченные в известковистых прослоях койчинской свиты, представлены колониальными кораллами *Favosites* ex gr. *forbesi* M. E. et H., *F. aff. oculiporoides* S o k., *F. aff. kennihoensis* O z a k i i, брахиоподами *Pentamerus* sp., *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* W i l., *Plectatrypa* ex gr. *barrandei* (D a v.), *Eospirifer* cf. *radiatus* S o w., *Monomerella otarensis* R u k. (in litt.), *Nucleispira pisum* (S o w.), *Whitfieldella* sp., *Tschatcalia prima elongata* R u k. (in litt.). Комплекс органических остатков из койчинской свиты отличается от комплекса фауны из подстилающих отложений. Из колониальных кораллов здесь встречены представители рода *Favosites*, отсутствующие в отложениях саламатской свиты. Виды *F. forbesiformis* M. E. et H., *F. konnihoensis* O z a k i i характерны для отложений венлока многих районов Союза. Брахиоподы койчинской свиты представлены видами, широко распространенными в нижнем силуре, и новыми видами, встречаемыми только в койчинской свите. На основании колониальных кораллов возраст койчинской свиты можно считать венлокским.

Из изложенного вытекают следующие выводы.

1. Отложения нижнего силура относительно широко развиты в Чу-Илийских горах, где они накапливались в унаследованных от ордовика прогибах.

2. Отложения нижнего силура согласно залегают на отложениях ашгилия и перекрыты со скрытым стратиграфическим несогласием конгломератами коктаасской свиты.

3. В составе нижнего силура по литологическим признакам и палеонтологическим комплексам выделены две свиты: саламатская зеленоцветная, отвечающая лландоверийскому ярусу, и койчинская красноцветная, отнесенная к венлокскому ярусу.

4. Отложения нижнего силура, обладающие признаками регрессивного развития, представлены мелководными морскими осадками, несущими многочисленные следы местных размывов и перерывов, отражающих микротектонический режим бассейнов осадконакопления.

5. Несмотря на сопоставимость разрезов нижнего силура гор Койжарылган и урочища Дуланкара, облик отложений, изменение состава обломочного материала, появление туфогенного материала в по-

следнем районе позволяют предположить различие условий седиментации в указанных морских бассейнах.

6. В раннем силуре вулканизм в Чу-Илийских горах отсутствовал. Туфогенный материал, по-видимому, поступал из Мынаральской вулканической области.

7. В лландоверийских отложениях (саламатская свита) установлены три фаунистических комплекса, отвечающих нижнему, среднему и верхнему лландовери.

Г. А. СТУКАЛИНА

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ МОРСКИХ ЛИЛИЙ В ВЕРХНЕМ ОРДОВИКЕ, СИЛУРЕ И НИЖНЕМ ДЕВОНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Древние морские лилии Центрального Казахстана начали изучаться недавно. На широкое распространение члеников криноидей в породах силура и нижнего девона этой области и их морфологическое разнообразие одной из первых обратила внимание М. А. Борисяк. Она же сделала впервые определения силурийских *Scyphocrinites* и их своеобразных корневых образований — лоболитов, которые впоследствии описал Н. Н. Яковлев (1953). Систематическое изучение древних морских лилий Центрального Казахстана началось с 1952 г. Внимание к ним было привлечено работами Р. С. Елтышевой, впервые в СССР показавшей возможность использования в стратиграфических целях разрозненных фрагментов скелетных образований криноидей, представленных члениками стеблей. В 1957 г. появилась интересная публикация Р. С. Елтышевой об оригинальных стеблях с десятилопастным лигаментным полем, широко распространенных в нижнедевонских отложениях Центрального Казахстана. Некоторые определения стеблей силурийских морских лилий Казахстана, сделанные Р. С. Елтышевой, вошли в работы по стратиграфии силура и нижнего девона этого региона (Борисяк, 1960; Каплун, 1958; Красилова, 1963).

С 1958 г. стебли ордовикских, силурийских и раннедевонских криноидей Центрального Казахстана изучала автор. Систематические послонные сборы их остатков проводились в разные годы совместно с М. А. Борисяк, О. П. Ковалевским, Л. И. Каплун, И. П. Михневичем и Н. В. Ниловой. Учитывая слабую изученность древних криноидей в Казахстане, мы стремились выяснить закономерности их распределения в стратиграфической последовательности. Основное внимание уделялось разрезам, имеющим достаточно надежное палеонтологическое обоснование, и стратотипам основных подразделений верхнего ордовика, силура и нижнего девона Центрального Казахстана. При стратиграфической оценке широко использовался метод морфофункционального анализа стеблей (Стукалина, 1964, 1965, 1966), учитывалась степень эволюционного развития отдельных морфологических особенностей и изменение видового и родового состава криноидей. Кроме послонных сборов автора изучены коллекции криноидей Р. М. Антонюка (1963 г.), М. А. Борисяк (1932—1938, 1952—1957 гг.), Б. И. Борсука (1956 г.), Л. И. Боровикова (1958—1959 гг.), С. М. Бандалетова (1958—1960 гг.), К. И. Дворцовой (1956 г.), Е. Е. Ефимова (1959 г.),

Т. М. Жаутикова (1962—1963 гг.), Л. И. Каплун (1957, 1958, 1963 гг.), Л. И. Крыськова (1959 г.), Б. Г. Коренькова (1961, 1963 гг.), В. Я. Кошкина (1959 г.), М. В. Королевой (1961 г.), Б. М. Келлера (1957 г.), К. А. Лисогор (1958 г.), И. П. Михневича и Н. В. Ниловой (1959, 1963 гг.), В. Д. Малова (1956 г.), Ю. П. Ненашева (1962 г.), Н. В. Полтавцевой (1961 г.), Н. А. Пупышева (1958, 1962 гг.), Т. Б. Рукавишниковой (1960—1962 гг.), Т. В. Свербиловой (1962 г.), Б. А. Салина (1956—1958 гг.), Н. А. Севрюгина (1956 г.), В. А. Сытовой (1957 г.), С. Г. Токмачевой (1959, 1965 гг.), Н. П. Четвериковой (1956 г.). Всем перечисленным лицам автор приносит глубокую благодарность.

Анализ имеющегося материала дает первое общее представление о приуроченности и закономерностях распределения морских лилий в ордовике, силуре и нижнем девоне. В такой последовательности комплексов автор сознательно ограничился выделением комплексов морских лилий, отвечающих лишь сравнительно крупным стратиграфическим единицам — ярусам, считая преждевременным уточнение и характеристику по морским лилиям более дробных подразделений, которые должны быть основаны на более детальных и обширных систематических сборах.

Верхний ордовик. Позднеордовикские морские лилии Центрального Казахстана по сравнению с силурийскими и раннедевонскими криноидеями отличаются большим разнообразием адаптаций и относительно примитивным уровнем эволюционного развития. Они имеют, как правило, широкую полость осевого канала и сегментированное строение. У наиболее примитивных форм сегментация носит ступенчатый характер (*Squameocrinus* (col.)*, *Ramulicrinus* (col.). У более высокоорганизованных стеблей (*Malovicrinus* (col.), *Catagraphiocrinus* (col.) и др.) пластинки-сегменты образуют в пояске членика горизонтальный ряд. Сегментированное строение члеников у стеблей позднеордовикских морских лилий обуславливает специфичность строения сочленовных поверхностей при лигаментной связи члеников, поскольку лигаментные поля развиваются между шовными линиями сегментов.

В развитии позднеордовикских морских лилий наблюдаются два отчетливых этапа, соответствующих позднекарадокскому и ашгильскому векам. Для позднекарадокского времени характерен бурный расцвет семейств *Malovicrinidae* (col.), *Catagraphiocrinidae* (col.), *Dwortsowaecrinidae* (col.), *Ramosocrinidae* (col.), *Particrinidae* (col.). В это же время существовали представители ордовикских семейств — роды *Apertocrinus* (col.), *Babanicrinus* (col.), *Ristnacrinus*. В позднем карадоке угас характерный для раннего ордовика род *Sphenocrinus* (col.) и появились новые роды — *Cuboidocrinus* (col.), *Notocrinus* (col.) и первые силурийские роды — *Spinicrinus* (col.) и *Medinecrinus* (col.).

В ашгильское время произошло резкое обеднение состава семейств и родов ордовикских морских лилий. Здесь закончили существование и не перешли в нижний силур ордовикские семейства *Babanicrinidae* (col.), *Malovicrinidae* (col.), *Particrinidae* (col.), *Notocrinidae* (col.), а также роды *Cuboidocrinus* (col.) и *Ristnacrinus*. Не перешли из позднего карадока в ашгиллий семейство *Ramosocrinidae* (col.), роды *Trigonocrinus* (col.), *Planocrinus* (col.) и *Particrinus* (col.). С ашгильским веком связана история развития рода *Hiatocrinus* (col.), бурный расцвет ордовикского рода *Bystrowicrinus* (col.) и позднеордовикского рода

* Употребляемый в наименованиях семейств, родов и видов значок (col.) есть сокращение от слова columna — стебель. Он означает, что таксономические категории морских лилий установлены по особенностям строения стеблей (Стукалина, 1966).

Dentiferocrinus (col.), которые угасли уже в раннем силуре. В ашгиллии продолжали существовать появившиеся в позднем карадоке роды *Spinicrinus* (col.) и *Medinecrinus* (col.) и возник новый силурийский род *Formaliocrinus* (col.).

Основываясь на изменениях в вертикальной последовательности родового и видового составов позднеордовикских морских лилий хребтов Чингиз и Тарбагатай, на анализе главных адаптивных направлений и степени развития особенностей строения, можно наметить определенные ассоциации (комплексы), характеризующие кулунбулакскую свиту* верхнего ордовика в Тарбагатае, талдыбойскую и намасскую свиты** и слои с *Holorhynchus giganteus**** в Чингизе.

Кулунбулакская свита Тарбагатай. Кулунбулацкие криноидеи можно разделить на два комплекса. Первый характеризует низы кулунбулакской свиты (слои с *Amsassia chaetetoides*), второй — ее верхнюю часть (слои с *Catenipora libera*)****.

К раннему кулунбулацкому комплексу относятся *Ristnacrinus kulunbulakensis* St u k., *Shenocrinus* (col.) *konurdaensis* St u k., *Apertocrinus* (col.) *apertus* Yelt. et St u k., *Sidericrinus* (col.) *multiformis* St u k., *S.* (col.) *levis* St u k., *S.* (col.) *lamellosus* St u k., *Malovicrinus* (col.) *flosculus* (Yelt.) St u k., *M.* (col.) *implicatus* St u k., *Catagraphiocrinus* (col.) *bandaletovi* St u k., *Babanicrinus* (col.) *tuberosus* St u k., *Trigonocrinus* (col.) *vajgatschensis* Yelt. et St u k., *Spinicrinus* (col.) *pectinatus* St u k., *Planocrinus* (col.) *implanus* St u k., *Cuboidocrinus* (col.) *numus* St u k., *Medinecrinus* (col.) *sublenitus* St u k., *Bystrowicrinus* (col.) *angustilobatus* Yelt. Комплекс раннекулунбулацких криноидей хорошо сопоставляется с криноидеями дуланкаринской свиты Чу-Илийских гор, джаманшурукской свиты Северо-Восточного Прибалхашья и ордовикских образований, развитых в районе Каскарасу (Северо-Восточный Казахстан). По стратиграфической шкале ордовика низы кулунбулакской свиты скорее всего должны отвечать верхнему карадоку.

К началу позднекулунбулацкого времени резко сократился родовой состав морских лилий. Угасали роды *Trigonocrinus* (col.), *Particrinus* (col.), *Planocrinus* (col.), *Sphenocrinus*, *Ramosocrinus* (col.), остальные резко сократили видовой состав. В поздний комплекс входят *Ristnacrinus kulunbulakensis* St u k., *Bystrowicrinus* (col.) *angustilobatus* Yelt., *Apertocrinus* (col.) *apertus* Yelt., *Bystrowicrinus* (col.) *bellus* St u k., *Notocrinus* (col.) *notus* St u k., *Lobatocrinus* (col.) *angustus* St u k., *Babanicrinus* (col.) *maximus* St u k., *Cuboidocrinus* (col.) *cuboides* St u k., *Medinecrinus* (col.) *lenitus* St u k.

По родовому и видовому составу позднекулунбулацкие морские лилии очень сходны с криноидеями слоев с *Holorhynchus giganteus*, развитых в Чингизе в районе рек Толенбаканас и Курбаканас. В то

* Кулунбулакская свита выделена в Тарбагатае И. В. Голышевым при геологических съемках.

** Верхний ордовик хр. Чингиз И. Ф. Никитин (Бандалетов и др., 1965) подразделил на талдыбойскую, намасскую и акдомбакскую свиты. Характеристику по морским лилиям получили две первые; встреченные в известняках акдомбакской свиты членики криноидей имеют неудовлетворительную сохранность.

*** По М. А. Борисяк и др. (1961), слои с *Holorhynchus giganteus* являются самой нижней частью альпийского горизонта.

**** По данным О. П. Ковалевского, для верхнего ордовика Чингиза и Тарбагатай можно выделить (снизу вверх): 1) слои с *Amsassia chaetetoides* (соответствуют низам кулунбулакской свиты); 2) слои с *Agetolites mirabilis*; 3) слои с *Catenipora libera* (соответствуют верхам кулунбулакской свиты); 4) слои с *Holorhynchus giganteus*. В средней части кулунбулакской свиты, представленной массивными известняками (слои с *Agetolites mirabilis*), криноидеи очень редки и имеют неудовлетворительную сохранность.

же время родовой состав позднекулунбулакских криноидей резко отличается от раннекулунбулакских. Это дает основание с достаточной уверенностью сопоставлять верхи кулунбулакской свиты с ашгильским ярусом единой стратиграфической шкалы.

Талдыбойская свита хр. Чингиз. В состав талдыбойского комплекса входят *Dentiferocrinus* (col.) *spinosus* St u k., *D.* (col.) *taldyboicus* St u k., *Ramulicrinus* (col.) *ramulus* St u k., *Notocrinus* (col.) *notus* St u k., *Cuboidocrinus* (col.) sp. Для нижней половины свиты характерны массовые породообразующие скопления членников *Dentiferocrinus* (col.) *spinosus*. В верхней половине талдыбойской свиты на нескольких стратиграфических уровнях наблюдаются породообразующие скопления *Dentiferocrinus* (col.) *taldyboicus* и *Ramulicrinus* (col.) *ramulus*. Морские лилии не позволяют сопоставлять талдыбойскую свиту с каким-либо стратиграфическим подразделением верхнего ордовика Чингиза и Тарбагатай. Они резко эндемичны и определенно указывают только на позднеордовикский возраст свиты. Учитывая, однако, данные анализа родового состава, можно предполагать ее позднекарадокский возраст.

Намасская свита хр. Чингиз. В намасской свите морские лилии представлены породообразующими скоплениями членников стеблей вида *Medinecrinus* (col.) *lenitus* St u k. Подобные же скопления стеблей этого вида обнаружены в верхней части кулунбулакской свиты, которая сопоставляется с ранним ашгиллем. Раннеашгильскому возрасту не противоречит стратиграфическое положение мощных намасских отложений без видимых перерывов, согласно перекрывающих позднекарадокские образования талдыбойской свиты.

Слои с *Holorhynchus giganteus* хр. Чингиз. В комплекс морских лилий слоев с *Holorhynchus giganteus* входят *Ristnacrinus kulunbulakensis* St u k., *Apertocrinus* (col.) *apertus* Y e l t. et St u k., *Hiatocrinus* (col.) *hiatus* St u k., *Bystrowicrinus* (col.) *angustilobatus* Y e l t., *B.* (col.) *quinelobatus* Y e l t., *Fascicrinus* (col.) *subflabellatus* St u k., *Notocrinus* (col.) *notus* St u k., *Babanicrinus* (col.) *tuberosus* St u k., *Lobato-*
crinus (col.) *angustus* St u k., *Cuboidocrinus* (col.) *cuboides* St u k., *Formaliocrinus* (col.) *minimus* St u k., *Medinecrinus* (col.) *lenitus* St u k. Морские лилии слоев с *Holorhynchus giganteus* обнаруживают большое сходство и связь с морскими лилиями, происходящими из верхней части кулунбулакской свиты Тарбагатай. Состав фауны обновлен родом *Hiatocrinus* (col.), который существовал во время «*Holorhynchus giganteus*», и появлением силурийского рода *Formaliocrinus* (col.). Во время «*Holorhynchus giganteus*» окончательно угасли многие характерные ордовикские роды — *Ristnacrinus* (col.), *Babanicrinus* (col.), *Malovicrinus* (col.), *Fascicrinus*, *Cuboidocrinus* (col.), *Notocrinus* (col.). Роды *Apertocrinus* (col.), *Bystrowicrinus* (col.) и *Catagraphiocrinus* (col.), судя по резкому сокращению видового состава, также угасли. Число силурийских форм в комплексе морских лилий слоев с *Holorhynchus giganteus* невелико. Они представлены родами *Spinicrinus* (col.), *Medinecrinus* (col.) и *Formaliocrinus* (col.), бурный расцвет и угасание которых связаны с лlandoверийским веком. Характерные для раннего лlandoвери роды *Chingizocrinus* (col.), *Silurocrinus* (col.) и *Limbatocrinus* (col.) еще отсутствовали. Резкое преобладание в комплексе морских лилий слоев с *Holorhynchus giganteus* ордовикских форм, массовое вымирание во время *Holorhynchus giganteus* многих характерных для ордовика родов позволяют предполагать ордовикский возраст этого стратиграфического подразделения.

Силур. Благодаря отличительным особенностям морские лилии силура легко обособляются в самостоятельные комплексы и группы ви-

Стратиграфическое распределение морских лилий в верхнем ордовике, силуре и нижнем девоне Центрального Казахстана

Вид	Верхний ордовик		Силур			Нижний девон			
			нижний		верхний	Айнасу́йский го- ризонт	Караэ́пинский горизонт	Прибалха́шский горизонт	Сарджа́льский горизонт
	Верхний ка- радок	Ашги́лий	Альпе́йский го- ризонт	Аналоги жу́мак- ского горизонта					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Medinecrinus</i> (col.) <i>suble-</i> <i>nitus</i> Stuk.									
<i>Cuboidocrinus</i> (col.) <i>nu-</i> <i>mus</i> Stuk.									
<i>Planocrinus</i> (col.) <i>impla-</i> <i>nus</i> Stuk.									
<i>Trigonocrinus</i> (col.) <i>vaj-</i> <i>gatschensis</i> Yelt. et Stuk.									
<i>Catagraphiocrinus</i> (col.) <i>bandaletovi</i> Stuk.									
<i>Dentiferoocrinus</i> (col.) <i>spi-</i> <i>nosus</i> Stuk.									
<i>Dentiferoocrinus</i> (col.) <i>tal-</i> <i>dyboicus</i> Stuk.									
<i>Ramulicrinus</i> (col.) <i>ramu-</i> <i>lus</i> Stuk.									
<i>Malovicrinus</i> (col.) <i>impli-</i> <i>catus</i> Stuk.									
<i>Malovicrinus</i> (col.) <i>floscu-</i> <i>lus</i> (Yelt.)									
<i>Sidericrinus</i> (col.) <i>lamel-</i> <i>losus</i> Stuk.									
<i>Sidericrinus</i> (col.) <i>levis</i> Stuk.									
<i>Sidericrinus</i> (col.) <i>multi-</i> <i>formis</i> Stuk.									
<i>Shenocrinus</i> (col.) <i>konurd-</i> <i>galensis</i> Stuk.									
<i>Apertocrinus</i> (col.) <i>aper-</i> <i>tus</i> Yelt.									
<i>Bystrowicrinus</i> (col.) <i>an-</i> <i>gustilobatus</i> Yelt.									
<i>Babanicrinus</i> (col.) <i>tube-</i> <i>rosus</i> Stuk.									
<i>Ristnacrinus</i> (col.) <i>kulun-</i> <i>bulakensis</i> Stuk.									
<i>Notocrinus</i> (col.) <i>notus</i> Stuk.									
<i>Babanicrinus</i> (col.) <i>maxi-</i> <i>mus</i> Stuk.									
<i>Bystrowicrinus</i> (col.) <i>bel-</i> <i>lus</i> Stuk.									
<i>Cuboidocrinus</i> (col.) <i>cu-</i> <i>boides</i> Stuk.									
<i>Lobatocrinus</i> (col.) <i>angu-</i> <i>stus</i> Stuk.									
<i>Hiatocrinus</i> (col.) <i>hiatus</i> Stuk.									
<i>Fascicrinus</i> (col.) <i>subfla-</i> <i>bellatus</i> Stuk.									

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Pandocrinus</i> (col.) <i>pandus</i> Stuk.									
<i>Syndetocrinus</i> (?) <i>natus</i> Stuk.									
<i>Mediocrinus</i> (col.) <i>rugatus</i> Stuk.									
<i>Mediocrinus</i> (col.) <i>medius</i> (Yelt.)									
<i>Pennatocrinus</i> (col.) <i>subpennatus</i> (Yelt.)									
<i>Podolocrinus</i> (col.) <i>nikiforovae</i> Yelt.									
<i>Formosocrinus</i> (col.) <i>formosus</i> (Yelt.)									
<i>Tantalocrinus</i> (col.) <i>pachydactylus</i> (Yelt.)									
<i>Kuzbassocrinus</i> (col.) <i>paucicostatus</i> Yelt.									
<i>Decocrinus</i> (col.) <i>ovalis</i> Stuk.									
<i>Decocrinus</i> (col.) <i>pennatus</i> Yelt.									
<i>Decocrinus</i> (col.) <i>ornatus</i> Stuk.									
<i>Kuzbassocrinus</i> (col.) <i>subpaucicostatus</i> Stuk.									
<i>Hexacrinites</i> (col.) <i>subbiconcavus</i> Stuk.									
<i>Anthinocrinus</i> (col.) <i>primevus</i> Sisova.									
<i>Medinecrinus</i> (col.) <i>vitreus</i> Stuk.									
<i>Asperocrinus</i> (col.) <i>echinatus</i> (Yelt.)									
<i>Asperocrinus</i> (col.) <i>giganteus</i> Stuk.									
<i>Kaplunaeocrinus</i> (col.) <i>kaplunae</i> (Yelt.)									
<i>Monstrocrinus</i> (col.) <i>monstruosus</i> (Yelt.)									
<i>Hexacrinites</i> (?) <i>subinflatus</i> Stuk.									
<i>Anthinocrinus</i> (col.) <i>balensis</i> Stuk.									
<i>Anthinocrinus</i> (col.) <i>floreus</i> Sisova									
<i>Balacrinus</i> (col.) <i>cotanbulakensis</i> Stuk.									

дов, причем раннесилурийские морские лилии по характеру строения еще тесно связаны с ордовикскими криноидеями. В развитии силурийских морских лилий намечается несколько отчетливых этапов, которые определяют вертикальную последовательность комплексов, характеризующих основные подразделения силура Центрального Казахстана: альпеисский горизонт (лландовери), аягузскую свиту и тюлькулинскую свиту в Тарбагатае — аналоги жумаковского горизонта (венлок) и акканский горизонт (аналог лудлова)*.

Альпеисский горизонт (лландовери) содержит остатки *Silurocrinus* (col.) *corruptus* Stuk., *Chingizocrinus* (col.) *kokajgirensis* Stuk.,

* В надлудловских образованиях Центрального Казахстана морские лилии не обнаружены.

Limbatocrinus (col.) *limbatus* Stuk., *Bystrowicrinus* (col.) *hiatus* Stuk., *B.* (col.) *angustilobatus* Yelt., *Pandocrinus* (col.) *citus* Stuk., *Spinicrinus* (col.) *aktschetauensis* Stuk., *Tolenicrinus* (col.) *tolenensis* Stuk., *Formaliocrinus* (col.) *formalius* Stuk., *Medineocrinus* (col.) *lenitus* Stuk., *M.* (col.) *subradialis* Stuk., *Catagraphiocrinus* (col.) *catagraphus* Stuk., *Apertocrinus* (col.) *vulgaris* Stuk., *Crotalocrinites* (?) *borealis* Yelt. При этом *Silurocrinus* (col.) *corruptus*, *Chingizocrinus* (col.) *kokajirensis*, *Limbatocrinus* (col.) *limbatus* и *Bystrowicrinus* (col.) *hiatus* встречаются только в слоях с *Holorhynchus cinghizicus* и в более поздних отложениях лландовери неизвестны. Остальные формы альпейского комплекса характеризуют слои с *Eospirifer cinghizicus* и слои с *Pentamerus longiseptatus* альпейского горизонта. Из перечисленных форм *Apertocrinus* (col.) *vulgaris*, *Bystrowicrinus* (col.) *angustilobatus*, *Spinicrinus* (col.) *aktschetauensis* и *Crotalocrinites* (?) *borealis* известны в лландоверийских отложениях Сибирской платформы, Центрального Таймыра, Урала и Средней Азии.

Стебли лландоверийских криноидей имеют еще, как правило, широкую полость осевого канала и слабо развитую лигаментную связь члеников. У них отчетливы реликты сегментации в виде шовных линий на сочленовной и боковой поверхностях члеников. В строении стеблей некоторых видов морских лилий проявляется четырехлучевая симметрия, свойственная примитивным криноидеям. Все эти признаки, наиболее отчетливо проявляющиеся в строении стеблей раннелландоверийских криноидей, сближают их с ордовикскими.

Аналоги жумакского горизонта (венлок). В терригенных породах аягузской свиты встречены *Costatocrinus* (col.) *clamosus* Stuk., *Tolenicrinus* (col.) *clarus* Stuk., *Bazaricrinus* (col.) *bazarensis* Stuk., *Obuticrinus* (col.) *bullosus* Yelt., *Crotalocrinites* (?) *fidelis* Stuk., *Mediocrinus* (col.) *medius* (Yelt.). Вулканогенно-осадочным отложениям тюлькулинской свиты свойствен несколько иной состав: *Kasachstanocrinus* (col.) *caracolensis* (Stuk.), *Pandocrinus* (col.) *cumatilis* Stuk., *Tjulkulicrinus* (col.) *tjulkulensis* Stuk., *Costatocrinus* (col.) *clamosus* Stuk., *Caracolocrinus* (col.) *disjunctus* Stuk. За исключением *Obuticrinus* (col.) *bullosus* комплекс венлокских морских лилий Центрального Казахстана представлен новыми формами. Стебли *Obuticrinus* (col.) *bullosus* широко распространены в венлокских образованиях Урала, Тувы, Средней Азии, Крайнего Севера и Северо-Востока СССР. Стебли венлокских криноидей имеют следующие особенности: 1) только у единичных форм наблюдается широкий осевой канал, что в значительной мере свойственно еще стеблям лландоверийских криноидей и очень характерно для стеблей ордовикских криноидей; 2) у стеблей венлокских морских лилий редко проявляются реликты сегментации; 3) характерны формы с короткими лопастями пятилопастного осевого канала; 4) появились стебли, имеющие хорошо развитые дифференцированные на лопасти лигаментные поля и поля с шагреневой поверхностью.

Акканский горизонт. Акканские морские лилии известны только из карбонатных фаций Центрального Казахстана. Они представлены крупными члениками стеблей *Crotalocrinites* sp. и *Crotalocrinites* (?) *rugosus* Mill., которые образуют массовые скопления и часто являются порообразующими. Представители рода *Crotalocrinites* характерны для карбонатных фаций силура и особенно верхнего силура Казахстана, Средней Азии, Тувы, Урала, Русской платформы (Прибалтики и Подолии), а также Чехии, Швеции (о-ва Готланда), Англии и Северной Америки. Массовые скопления стеблей *Crotalocrinites* (?)

rugosus особенно типичны для нижней части верхнего силура малиновецкого горизонта Подолии, копанинских слоев будняна Чехословакии, слоев клитенберг (Klitenberg) на Готланде и в Швеции и т. д.

Нижний девон. Раннедевонские морские лилии обособляются в айнасуйский, караэспинский, прибалхашский и сарджальский комплексы. Айнасуйские, караэспинские и прибалхашские криноидеи обнаруживают тесную связь и преемственное развитие. В сарджальское время состав комплекса резко обновился.

Айнасуйский горизонт. Комплекс криноидей образует *Scyphocrinites* (виды группы *S. elegans*), *Asperocrinus* (col.) *echinatus* (Yelt.), *Medineocrinus* (col.) *vitreus* Stuk., *Anthinocrinus* (col.) *primevus* Sis., *Pennatocrinus* (col.) *subpennatus* (Yelt.), *Facetocrinus* (col.) *ajnasuensis* (Stuk.), *F.* (col.) *quinquespinosus* (Stuk.), *Gregariocrinus* (col.) *forus* (Stuk.), *Mediocrinus* (col.) *medius* (Yelt.), *Pandocrinus* (col.) *plicatus* Stuk., *Tolenicrinus* (col.) *salebrosus* (Stuk.), *T.* (col.) *lenticularis* Stuk., *Crotalocrinites* (?) *kokbajtalensis* Stuk. В айнасуйское время продолжали существовать силурийские роды *Mediocrinus* (col.), *Pandocrinus* (col.), *Costatocrinus* (col.), *Tolenicrinus* (col.) и появилось несколько новых — *Pennatocrinus* (col.), *Asperocrinus* (col.), *Anthinocrinus* (col.), *Gregariocrinus* (col.), связанных с адаптациями, характерной особенностью которых было расширение лигаментного поля монолитных члеников. Айнасуйские криноидеи отличаются отсутствием сегментированных форм; реликты сегментации наблюдаются только у единичных ширококанальных форм (*Mediocrinus* (col.) *medius*, *Crotalocrinites* (?) *kokbajtalensis*); подавляющее число видов принадлежит к узкоканальным стеблям с хорошо развитыми лигаментными полями.

Для айнасуйского комплекса криноидей характерно присутствие псевдопланктонных *Scyphocrinites*, представленных массовыми скоплениями стеблей, лоболитов и чашечек. Находки скоплений остатков *Scyphocrinites* обнаружены в слоях, в которых встречены *Monograptus angustidens* и *Monograptus uniformis*. В Советском Союзе аналогичные скопления сцифокринитид известны также совместно с *Monograptus angustidens* и *Monograptus uniformis* на уровне слоев Тайна силуродевонских отложений Подолии. Н. Н. Яковлев (1953), изучавший айнасуйские сцифокринитиды, отмечал их сходство и близость с чешскими сцифокринитидами группы *S. elegans*, которые описаны из пржидольских слоев будняна на границе с лохковскими слоями (Bargande, 1899; Горны, 1959; Bouska, 1956). Аналогичные массовые скопления сцифокринитид известны на том же стратиграфическом уровне в аналогах пржидольских слоев будняна в Польше и Тюрингии (Jaeger, 1964), Болгарии (Спасов, 1963), в Северной Франции, в слоях Upper Kobbingshauser ФРГ (W. Schmidt, 1960), а также в Марокко (Hollard, 1965).

Караэспинский горизонт. В комплекс караэспинских криноидей входят *Hexacrinites* (?) *subbiconcavus* Stuk., *Decacrinus* (col.) *pennatus* Yelt., *Decacrinus* (col.) *ovalis* Stuk., *Kuzbassocrinus* (col.) *paucicostatus* Yelt., *Tantalocrinus* (col.) *pachydactulus* (Yelt.), *Mediocrinus* (col.) *rugatus* Stuk., *M.* (col.) *medius* (Yelt.), *Syndetocrinus* (col.) *natus* Stuk., *Asperocrinus* (col.) *echinatus* (Yelt.), *Nimioocrinus* (col.) *nimius* Stuk., *Bazaricrinus* (col.) *tersus* Stuk., *Anthinocrinus* (col.) *ludlowicus* Stuk., *A.* (col.) *primevus* Sis., *Pandocrinus* (col.) *pandus* Stuk., *Costatocrinus* (col.) *bicostatus* Stuk., *Facetocrinus* (col.) *ajnasuensis* (Stuk.), *F.* (col.) *quinquespinosus* (Stuk.), *Gregariocrinus* (col.) *forus* (Stuk.), *Tolenicrinus* (col.) *salebrosus* (Stuk.), *T.* (col.) *definites* (Stuk.), *T.* (col.) *lenticularis* (Stuk.), *Formosocrinus* (col.) *formosus*.

(Yelt.), *Medinecrinus* (col.) *vitreus* Stuk., *Pennatocrinites* (col.) *subpennatus* Yelt.

Караэспинские криноидеи обнаруживают тесную связь и преемственность развития с айнасуйскими морскими лилиями. В караэспинское время развивались почти все роды айнасуйского комплекса; видовой состав их обновился незначительно. Появились новые адаптивные направления в развитии криноидей, связанные с расширением лигаментных полей, а именно родов *Hexacrinites* (?), *Nimioocrinus* (col.), *Decacrinus* (col.), *Podoliocrinus* (col.), *Kuzbassocrinus* (col.). Эти девонские роды наиболее ценны при возрастном обосновании караэспинского горизонта и его границ. По родовому и видовому составу караэспинский горизонт коррелируется с борщовским горизонтом Подолии (без слоев Тайна), шишкатскими слоями кунжакского горизонта Средней Азии, томь-чумышским горизонтом Кузбасса и, возможно, нижнекрековскими слоями этой области и слоями Huinhauser ФРГ (аналогами жедина Бельгии).

Прибалхашский горизонт. Комплекс образуют *Hexacrinites* (?) *subbiconcavus* Stuk., *Decacrinus* (col.) *pennatus* Yelt., *D.* (col.) *ovalis* Stuk., *D.* (col.) *ornatus* Stuk., *Kuzbassocrinus* (col.) *paucicostatus* Yelt., *Podoliocrinus* (col.) *nikiforovae* Yelt., *Tantalocrinus* (col.) *pachydaclulus* (Yelt.), *Pennatocrinus* (col.) *subpennatus* (Yelt.), *Mediocrinus* (col.) *medius* (Yelt.), *Formosocrinus* (col.) *formosus* (Yelt.), *Anthinocrinus* (col.) *primevus* Yelt., *Medinecrinus* (col.) *vitreus* Stuk., *Asperocrinus* (col.) *echinatus* Yelt.

Прибалхашские криноидеи тесно преемственно связаны с айнасуйскими и караэспинскими криноидеями. Для комплекса характерно массовое развитие девонских родов, появление которых отмечено в караэспинском веке, а именно: *Hexacrinites* (?), *Decacrinus* (col.), *Podoliocrinus* (col.), *Kuzbassocrinus* (col.), *Tantalocrinus* (col.). Родовое и видовое разнообразие морских лилий прибалхашского времени отражает различные адаптивные направления развития, связанные с совершенствованием формы лигаментного соединения монолитных члеников. Непосредственные корреляции прибалхашского горизонта по криноидеям с одновозрастными образованиями смежных регионов осложнены тем, что в этих регионах они часто выражены карбонатными фациями, а в разрезах Западной Европы одновозрастные криноидеи плохо изучены.

Сарджальский горизонт. В комплекс входят *Hexacrinites* (?) *subinflatus* Stuk., *Monstrocrinus* (col.) *monstruosus* (Yelt.), *Kaplunaeocrinus* (col.) *kaplunae* (Yelt.), *Anthinocrinus* (col.) *floreus* Yelt., *A.* (col.) *balaensis* Stuk., *Asperocrinus* (col.) *giganteus* Stuk., *A.* (col.) *echinatus* (Yelt.), *Medinecrinus* (col.) *vitreus* Stuk., *Balacrinus* (col.) *cotanbulakensis* Stuk., *Kuzbassocrinus* sp. Родовой и видовой состав криноидей резко обновился в сарджальское время. Малочисленным стал род *Kuzbassocrinus* (col.). Неизвестны широко распространенные в прибалхашское время роды *Decacrinus* (col.), *Podoliocrinus* (col.), *Tantalocrinus* (col.) и *Pennatocrinus* (col.). Эти адаптации уступили место новым. Наиболее характерные из них связаны с развитием пятилопастного лигаментного поля (*Anthinocrinus* (col.) *floreus* Yelt., *A.* (col.) *balaensis* Stuk.) и с отделением полости глубокого лигаментного поля от полости осевого канала кольцевым или продольным валиком (*Hexacrinites* (?) *subinflatus* Stuk., *Asperocrinus* (col.) *echinatus* (Yelt.) и *A.* (col.) *giganteus* Stuk., *Balacrinus* (col.) *cotanbulakensis* Stuk.). Обособленную ветвь среди раннедевонских родов Казахстана представляют роды *Kaplunaeocrinus* (col.), близкий к *Trybliocrinus*, и *Monstrocrinus* (col.), время существования которых ограничено

сарджальским веком. По систематическому составу сарджальский горизонт можно параллелизовать с панджрутским горизонтом нижнего девона Средней Азии (Таджикистан), большеневской свитой Дальнего Востока и эмскими отложениями Франции, Испании и ФРГ.

Учитывая особенности развития многочисленной и разнообразной фауны морских лилий айнасуевского, караэпинского, прибалхашского и сарджальского горизонтов, можно предложить два реальных варианта проведения границы между силуром и девоном в Центральном Казахстане.

1. В основании айнасуевского горизонта, что соответствует подошве слоев *Monograptus angustidens* — *Monograptus uniformis* (*Monograptus uniformis* (sensu lato), т. е. основанию слоев с массовым развитием сцифокринитид (видов группы *Scyphocrinites elegans*), которые прослеживаются на стратиграфическом уровне айнасуевского горизонта в Казахстане, слоев Тайны в Подолии, пржидольских слоев будняна в Чехии и их возрастных аналогов в разрезах Польши, Тюрингии, ФРГ, Северной Франции, Болгарии и Марокко.

2. В основании караэпинского горизонта, что соответствует подошве слоев *Monograptus uniformis* (sensu stricto), т. е. основанию борщовского горизонта Подолии (или кровле слоев Тайны) и основанию лоховского яруса Чехии и его возрастных аналогов в разрезах Западной Европы.

С. Г. ТОКМАЧЕВА

О ВОЗРАСТЕ КОКТАССКОЙ СВИТЫ В ЮГО-ЗАПАДНОМ И ЗАПАДНОМ ПРИБАЛХАШЬЕ

Отложения коктаасской свиты*, широко развитые в Западном и Юго-Западном Прибалхашье, знаменуют начало орогенной стадии развития этой территории.

Коктаасская свита формировалась в пределах структур, которые в нижнепалеозойское время развивались по-разному. Юго-Западное Прибалхашье представляло собой геосинклинальный прогиб с внутренним, в достаточной мере консолидированным Джельтавским геосинклинальным поднятием, обрамленным Джалаир-Найманским и Сарытумским геосинклинальными прогибами, в которых накапливались мощные отложения рифея и нижнего палеозоя. Западное Прибалхашье в рифейско-нижнепалеозойское время не испытывало столь мощных погружений, представляя в нижнем палеозое устойчивую положительную структуру, лишь временами затопливаемую морским бассейном. В связи с этим разрезы, набор пород в них, мощности, полнота стратиграфической документации указанных областей в нижнем палеозое были различными. К моменту накопления коктаасской свиты верхнего силура — нижнего девона как Западное, так и Юго-Западное Прибалхашье завершило собственно геосинклинальное развитие. Нижнепалеозойские крупные структурно-фациальные зоны утратили свои индивидуальные черты. В распределении областей накопления отложений орогенного этапа большую роль сыграли частные прогибы и поднятия, которые в значительной степени унаследовали положение нижнепалеозойских структурных элементов. Различия в строении стратиграфических разрезов, их мощностях во время накопления коктаасской свиты определялись приуроченностью площадей седимента-

* До 1962 г. коктаасская свита называлась сугандинской. Это название заимствовал И. В. Хохлов (1958 г.) у К. Л. Дворцовой, которая назвала сугандинской свитой вулканогенно-осадочную толщу, развитую в горах Кендыктас, где была обнаружена флора, представленная, по определению М. А. Сенкевича, *Drepanophicus spinaeformis* Goerpp. В 1959 г. М. А. Сенкевич и С. Г. Токмачева повторили сборы флоры в этом районе. После обработки коллекции М. А. Сенкевич дала заключение о живетском возрасте флоры. Аналогичный комплекс флоры встречен в живетских отложениях по р. Жингилды, лежащих значительно выше отложений, сравниваемых с сугандинской свитой. В связи с этим в 1962 г. А. А. Недовизин и С. Г. Токмачева предложили для этой свиты название «коктаасская», которое было утверждено научно-редакционным советом МГ КазССР.

ции к поднятиям или прогибам независимо от того, в какой нижнепалеозойской структуре они расположены.

М. А. Сенкевич, Т. Б. Рукавишникова, И. В. Хохлов и другие склонны рассматривать Западное Прибалхашье и Чу-Илийские горы в орогенный период в виде самостоятельных структурно-фациальных зон, отличающихся палеотектоническим режимом и временем начала накоплений формаций орогенного этапа. Ими возраст коктаасской свиты считается ниже- или ниже-среднедевонским.

Отложения коктаасской свиты известны в Западном Прибалхашье, Чу-Илийских горах и Юго-Восточной Бетпак-Дале. В Западном Прибалхашье отложения коктаасской свиты, обрамляя нижнепалеозойские поднятия, протягиваются широкой полосой от побережья оз. Балхаш к ур. Каракамыс, где делают коленообразный изгиб, и узкой полосой прослеживаются в меридиональном направлении до залива Кашкентениз, у южного берега которого вновь меняют простирание на северо-западное. В этом районе свита имеет двучленное строение. Основание свиты сложено конгломератами, содержащими маломощные быстро выклинивающиеся по простиранию горизонты плохо сортированных крупно- и неравномернозернистых песчаников и гравелитов. В нижней части пачки конгломератов встречаются линзы и маломощные (0,2—1,5 м, реже до 10 м) горизонты песчаных известняков, содержащих обильные остатки *Byndetoniuns* (WL) *minimus* St u k., *Conchidium* ex gr. *hospes* B a r r., *Lissatrypa* *carens* (B a r r.), *Dolerorthis* ex gr. *rustica*?, *Fletcheria* *manimilata* T c h e r n. и др., по заключению Г. В. Стукалиной и Т. Б. Рукавишниковой, акканского горизонта. В других случаях в основании конгломератов коктаасской свиты лежат акканские известняки нижнего лудлова (Келлер, 1958), которые протягиваются прерывистой полосой, повторяющей простирания свиты в целом. Как показали исследования Н. Н. Севрюгина, акканские известняки тесно связаны с конгломератами коктаасской свиты и находятся с ними в едином непрерывном разрезе. Они либо расположены в основании толщи конгломератов коктаасской свиты, либо приурочены к их нижней части.

Конгломераты буровато-зеленые, иногда зеленые, преимущественно среднегалечные. Галька хорошо окатана и достигает 15—25 см в диаметре. По составу она разнообразна: преобладают гальки зеленых песчаников, диоритов, розовых и серых известняков, содержащих обильную фауну акканского горизонта нижнего лудлова, реже встречаются порфириды, альбитофиры, красноцветные песчаники, сланцы, кремнистые породы. Распределение известняковой гальки в конгломератах неравномерное. Вблизи массивов или линз известняков гальки состоят преимущественно из тех же самых известняков. При незначительном удалении по простиранию от известняков количество известняковой гальки резко сокращается, она уменьшается в размере и вскоре полностью исчезает. Иногда встречаются густые скопления известняковых галек в участках, где известняковые массивы не вскрыты эрозией. Закономерности распределения известняковой гальки, содержащей тот же самый комплекс фауны, что и горизонт известняков, залегающих внутри конгломератовой пачки и в ее основании, позволяют вслед за Н. Г. Марковой (1961) утверждать синхронность накопления известняков и конгломератов. Следовательно, нижняя возрастная граница коктаасской свиты в Западном Прибалхашье определяется фауной нижнего лудлова, захороненной как в горизонтах известняков, так и в известняковой гальке конгломератовой пачки.

Верхняя часть коктаасской свиты, постепенно сменяющая конгломератовую пачку, сложена переслаивающимися эффузивами среднего

УР. АРХАРЛЫ

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ БЕТПАКДАЛА

ОЗ. КАСЫМ

ЧУ-БАЛХАШСКИЙ ВОДОРАЗДЕЛ

Р. ШАКШАГАЙЛЫ

Р. Д. КОКТАС

Р. АНДАСАЙ

РАЙОН
Р. ДЖИНГЕЛЬДЫ

Р. ТЕСИК

ЗАП. АК-КЕРМЕ
ПО
С.Г. ТОКМАЧЕВОЙ,
Т.Б. РУКАВИШНИКОВОЙ,
Н.В. ПОЛТАВЦЕВОЙ

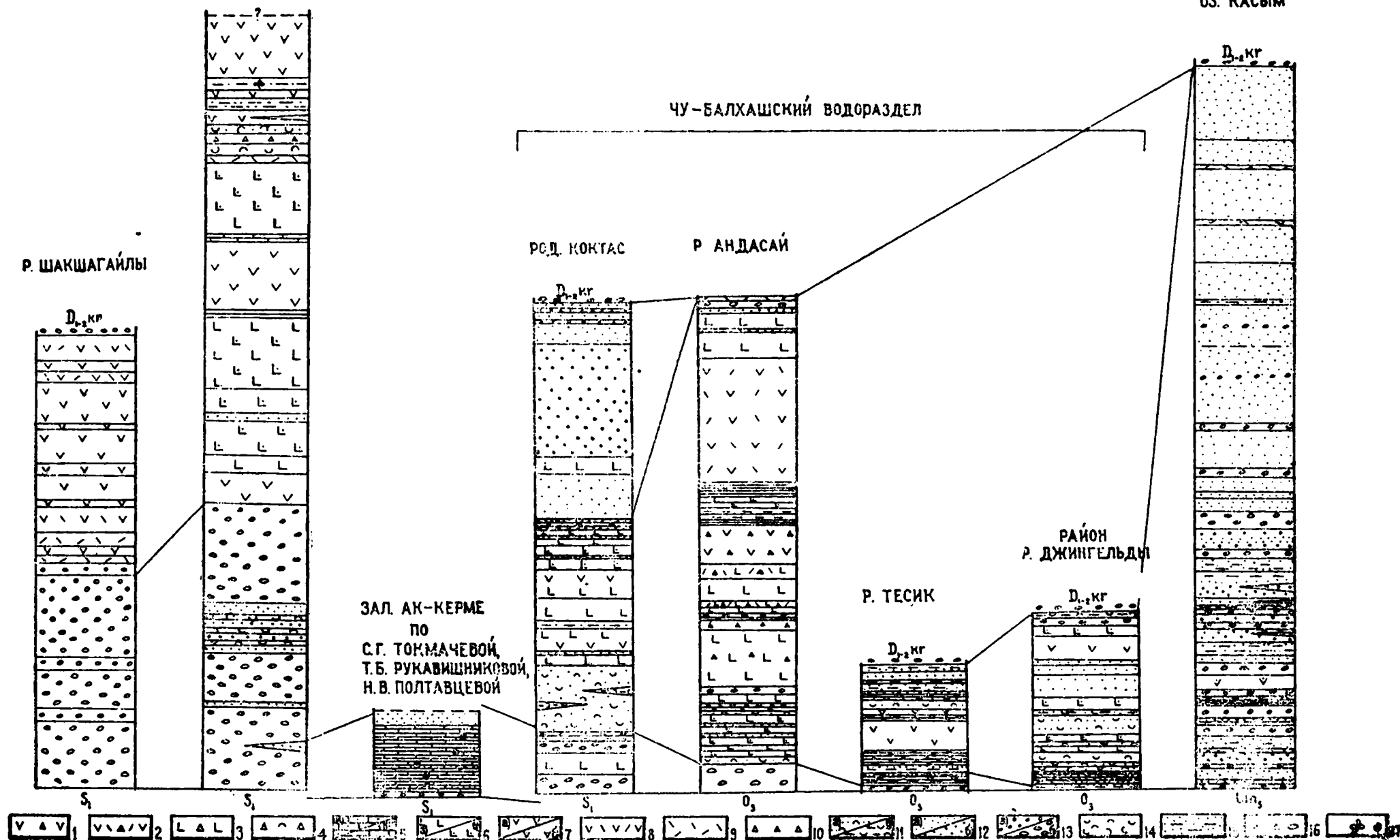


Схема сопоставления разрезов коктаасской свиты. 1 — туфы андезитовых порфиритов; 2 — туфы дацитовых порфиров; 3 — туфы основного состава; 4 — туфы липаритовых порфиритов; 5 а — песчанистые известняки и доломиты, б — известняки; 6 а — базальтовые порфириты, б — миндалекаменные базальтовые порфириты; 7 а — андезитовые порфириты, б — миндалекаменные андезитовые порфириты; 8 — дацитовые порфиры; 9 — липаритовые порфиры; 10 — агломераты; 11 а — туфопесчаники, б — туфоалевролиты; 12 а — мелко- и тонкозернистые песчаники, б — средне- и крупнозернистые песчаники; 13 а — мелкогалечные конгломераты, б — средне- и крупногалечные конгломераты; 14 — пепловые туфы; 15 — песчаники с неокатанными обломками алевролитов; 16 — вулканомиктовые туфоконгломераты; 17 — флора, фауна.

состава, их туфами, туфопесчаниками и в меньшей степени — полимиктовыми песчаниками. Западнее залива Аккерме среди порфиров преобладают андезито-базальтовые разности, выходы которых встречаются вдоль северо-восточного контакта Каракамысского гранитного массива. Между заливами Кашкентениз и Каракамыс коктаасская свита имеет туфогенно-терригенный разрез с маломощным горизонтом конгломератов в основании. Северо-западнее залива Кашкентениз коктаасская свита приобретает обычный вид и строение. В отличие от разреза свиты в районе залива Аккерме здесь присутствуют туфы дацитового и иногда даже липаритового состава. Наиболее характерный разрез коктаасской свиты прослежен в урочище Архарлы, где снизу вверх залегают (см. рис.):

1. Красно-бурые среднегалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой песчанников, кварцитов, гранитов и гранодиоритов, известняков; известняковая галька распределена неравномерно и образует на отдельных участках скопления*;	525 м.
2. Бурые средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники с горизонтами туфопесчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов	183 м.
3. Бурые среднегалечные конгломераты, аналогичные слою 1	380 м.
4. Зеленовато-серые андезито-дацитовые порфиры	60 м.
5. Темно-бурые андезито-базальтовые порфиры	54 м.
6. Зеленовато-серые базальтовые порфиры	73 м.
7. Темно-зеленые миндалекаменные базальтовые порфиры	130 м.
8. Бурые мелкозернистые песчаники	33 м.
9. Темно-зеленые миндалекаменные базальтовые порфиры	88 м.
10. Задерновано	107 м.
11. Темно-серые, зеленоватые, местами миндалекаменные базальтовые порфиры	286 м.
12. Задерновано	107 м.
13. Желтовато-бурые катаклазированные известняки; под микроскопом наблюдались реликты, напоминающие створки брахиопод	2 м.
14. Серые базальтовые порфиры	265 м.
15. Бурые мелкозернистые песчаники	11 м.
16. Желтоватые катаклазированные доломиты	16 м.
17. Серовато-зеленые миндалекаменные базальтовые порфиры	280 м.
18. Сферолитовые лавы кислого состава	29 м.
19. Бурые туфопесчаники от средне- до грубозернистых	45 м.
20. Серовато-бурые агломераты	42 м.
21. Грубозернистые, в верхах мелкозернистые туфопесчаники	31 м.
22. Бузовато-темно-зеленые андезитовые порфиры с прослоем бурых тонкозернистых песчаников мощностью 10—15 м	54 м.
23. Переслаивающиеся бурые мелкозернистые песчаники и алевролиты	52 м.
24. Зеленовато-серые андезитовые порфиры	27 м.
25. Переслаивающиеся мелкозернистые бурые песчаники с тонкими прослоями вишневого алевролитов с остатками <i>Psilopsida</i>	46 м.
26. Андезитовые порфиры	242 м.
Общая мощность разреза составляет 2848 м.	

Коктаасская свита несогласно ложится на отложения нижнего силура и перекрыта с размывом и азимутальным несогласием карасайской свитой нижнего — среднего девона, в низах которой содержатся растительные остатки *Drepanophycus spinaeformis* G o e r p., *Dawsonites* sp. и др. нижнего девона. Поскольку в верхах коктаасской свиты обнаруживается флора, перекрытая отложениями, содержащими нижнедевонские формы, то верхний возрастной предел коктаасской свиты в Западном Прибалхашье, вероятно, ограничен нижней половиной нижнего девона.

* Здесь в конгломератовой пачке отмечены линзы известняков с фауной нижнего лудлова.

В Чу-Илийских горах коктаасская свита установлена в Сарытумском и Джалаир-Найманском прогибах. В Сарытумском прогибе она слагает разобщенные небольшие участки, а в Джалаир-Найманском ее выходы протягиваются почти непрерывной полосой от горы Байгара к горам Анрахай. В Чу-Илийских горах коктаасская свита налегает на отложения ордовика и силура и имеет трехчленное строение. Нижняя часть сложена преимущественно конгломератами, средняя — андезитовыми и базальтовыми лавами и их производными, верхняя — песчаниками и конгломератами. Базальная пачка конгломератов иногда имеет незначительную мощность; в отдельных ее местах отмечены горизонты песчаников и порфиров. Галька конгломератов хорошо окатана и состоит из зеленых песчаников, розовых и серых известняков, содержащих фауну нижнего лудлова, сланцев, гнейсов, гранитов. Распределение известняковой гальки в латеральном направлении крайне неравномерное. На северных склонах гор Койжарылган она образует скопления, а уже в 5—6 км юго-восточнее по простирацию конгломератовой пачки известняковые гальки редки и вскоре почти полностью исчезают. Лишь у русла р. Тесик среди галек конгломератов вновь преобладают известняки. Обращает внимание факт, что в то время как галька устойчивых пород — кристаллических сланцев, гнейсов, гранитов и др. — повсюду имеет одинаковую величину, составляющую 10—12 см, размер гальки известняков резко меняется — от валунов в местах ее скопления до 3—5 см при незначительном удалении от последних.

Средняя пачка коктаасской свиты сложена преимущественно лавами андезито-базальтового ряда, их туфами и редкими горизонтами зеленых и зеленовато-серых туфопесчаников. Иногда в верхней части пачки появляются дацитовые порфиры и их туфы. При удалении от центров извержений вулканогенный комплекс замещается туфогенно-осадочным.

Верхняя пачка самая неустойчивая: в некоторых структурах она полностью отсутствует, в других — представлена красноцветными песчаниками, в третьих — вулканомиктовыми конгломератами.

За стратотип коктаасской свиты принят разрез у родника Коктас, где снизу вверх прослеживаются:

1. Среднегалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой размером 5—10 см, кварцитов, песчаников, яшм, известняков и реже гранитов; отмечаются линзовидные, невыдержанные прослои бурых песчаников; в гальке известняков обнаружены *Favosites* sp., *F. aff. juermobaev* Tcher n., *Heliolites* sp., *H. interstrictus* Linn 29 м.
2. Красно-бурые разнозернистые песчаники 4 м.
3. Переслаивающиеся средне- и мелкогалечные конгломераты и бурые песчаники 31 м.
4. Коричневато-серые базальтовые порфиры 88 м.
5. Валунно-галечные бурые конгломераты с хорошо окатанной галькой того же состава, что и в слое 1; увеличилось количество кварцитов; в известняковой гальке обнаружены *Favosites forbesi* M. E. et H., *Juamofavosites* sp., *Heliolites* sp., *H. aff. interstrictus*, *H. aff. tarbagataica*, *H. aff. javorski* Tcher n., *Helioplasmodites* sp. 47 м.
6. Бурые и серовато-бурые разнозернистые песчаники с невыдержанными линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов и тонкими пропластками вишневых алевролитов 22 м.
7. Мелкогалечные конгломераты 12 м.
8. Бурые мелкозернистые туфопесчаники с неравномерно рассеянной галькой и горизонтами вишневых туфоалевролитов 205 м.
9. Зеленые крупнолестовые базальтовые порфиры 52,5 м.
10. Красноцветные мелко- и среднезернистые алевролиты 1,8 м.
11. Переслаивающиеся крупнопорфировые диабазовые и андезитовые порфиры 191 м.
12. Переслаивающиеся красноцветные песчаники и алевролиты 24 м.

13. Зеленые крупнопорфировые диабазовые порфириды	85 м.
14. Диабазовые порфириды, сверху сменяющиеся миндалекаменными андезитовыми порфиридами	108,5 м.
15. Фиолетово-серые миндалекаменные диабазовые порфириды	45 м.
16. Светло-розовые аркозовые песчаники	1,5 м.
17. Зеленовато-серые плотные базальтовые порфириды с мелкими миндалинами, vyplненными хлоритом	45 м.
18. Переслаивающиеся диабазовые порфириды и красноцветные песчаники	89 м.
19. Крупнолейстовые базальтовые порфириды	25 м.
20. Красные мелкозернистые песчаники	176 м.
21. Зеленовато-серые плотные диабазовые порфириды, иногда миндалекаменные	70 м.
22. Переслаивающиеся крупно- и среднезернистые красноцветные песчаники	433 м.
23. Переслаивающиеся красноцветные мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломерат-песчаники	157 м.
Общая мощность разреза свыше 2000 м.	

В северо-западном направлении мощность конгломератовой пачки резко уменьшается и в верхней части разреза появляются дацитовые порфиры (русло Андасай). Еще далее в этом же направлении мощность конгломератов опять возрастает. Юго-восточнее и восточнее опорного разреза у родника Коктас вулканогенные образования замещаются туфогенно-терригенными; мощность конгломератовой пачки уменьшается до 1—2 м. В районе р. Тесик разрез свиты снизу вверх таков:

1. Мелкогалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой кварцитов, песчаников, гранитов и известняков; галька известняков распределена неравномерно, образует локальные скопления; в гальке известняков остатки <i>Dolerorthis cf. rustica</i> (S o w.), <i>Gypidula</i> sp., <i>Anastrophia</i> sp., <i>Pentamerus aff. oblongiformis</i> N i k i f., <i>Conchidium triangulum</i> C h o d., <i>Atrypa ex gr. reticularis</i> L i m., <i>Lissatrypa linguata</i> B u c h., <i>Spirigerina ex gr. marginalis</i> (D a l m.), <i>Prcreticularis carens</i> (B a r r.), <i>Atrypa ex gr. granulifera</i> P.	15 м.
2. Вишневые алевролиты	6 м.
3. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники	2 м.
4. Переслаивающиеся вишневые алевролиты и зеленые песчаники; отмечены два прослоя кремнистых туффигов, в верхах — пласт желтых известковистых песчаников	46 м.
5. Вишневые алевропесчаники, выше постепенно переходящие в тонко- и мелкозернистые бурые песчаники	32 м.
6. Зеленовато-серые грубообломочные туфы андезитового состава	3,5 м.
7. Вишневые алевропесчаники	3,5 м.
8. Серые грубообломочные туфы андезитового состава	3 м.
9. Бурые среднезернистые туфогенные песчаники	13 м.
10. Зеленовато-серые грубообломочные туфы андезитового состава, интенсивно хлоритизированные	12 м.
11. Бурые лавобрекчии андезитовых порфиридов	3 м.
12. Буровато-зеленые миндалекаменные андезитовые порфириды	4 м.
13. Бурые плотные афировые андезитовые порфириды	120 м.
14. Зеленые миндалекаменные альбитизированные диабазовые порфириды	12 м.
15. Вишнево-бурые лавобрекчии андезитовых порфиридов	5 м.
16. Вишневые туфопесчаники	4 м.
17. Зеленовато-серые миндалекаменные андезитовые порфириды	27 м.
18. Бурые песчаники неравномернозернистые, возможно, туфогенные	32 м.
19. Серовато-бурые полосчатые среднезернистые полимиктовые песчаники	14 м.
20. Бурые среднезернистые туфопесчаники	8 м.
21. Буровато-серые полосчатые туфопесчаники	14 м.
22. Тонкопереслаивающиеся средние и крупнозернистые бурые и серые полимиктовые песчаники	14 м.
23. Буровато-серые среднезернистые песчаники с прослоями вишневых алевролитов и редкой галькой кварцитов	35 м.
24. Вишневые плитчатые алевролиты	6 м.
25. Горизонт, аналогичный слою 23	42 м.
26. Буровато-серые среднезернистые песчаники с неокатанными обломками вишневых алевролитов	24 м.
Общая мощность разреза 500 м.	

Отложения коктаасской свиты в Сарытумском прогибе по составу и последовательности накопления близки к описанным, но площадь развития их незначительна.

Отложения, одновозрастные коктаасской свите, развиты в Кишкинсорском прогибе, весьма близки разрезам Джалаир-Найманской зоны, которые сложены преимущественно вулканомиктовыми песчаниками и конгломератами.

В основании коктаасской свиты повсеместно отмечается пачка конгломератов, в которой присутствуют или горизонты известняков и известняковой гальки с фауной нижнего лудлова («акканский горизонт»), или только известняковая галька с той же самой фауной. Поскольку в Чу-Илийских горах горизонты известняков с фауной нижнего лудлова пока не обнаружены, присутствие в конгломератах известняковой гальки с фауной акканского горизонта Т. Б. Рукавишников, М. А. Сенкевич, И. В. Хохлов объясняют или привнесом ее из Западного Прибалхашья, или переотложением на месте после полного размыва. Первое предположение полностью опровергается крайне неравномерным распределением известняковой гальки в толще (поскольку при удалении области размыва от седиментационных бассейнов распределение гальки должно бы быть равномерным) и отсутствием ее в базальных конгломератах на участках Сарытумского прогиба, расположенных между Джалаир-Найманским прогибом (Чу-Илийские горы) и Западным Прибалхашьем. Следовательно, известняковая галька могла появиться лишь за счет местного материала — размыва известняков, накапливавшихся в Чу-Илийских горах. Тем самым доказывается существование здесь в нижнем лудлове морского бассейна и условий, аналогичных существовавшим в то время в Западном Прибалхашье, где синхронность накопления известняков и известняковой гальки является доказанной. Поэтому естественно предположить, что процесс накопления известняковых галек в Чу-Илийских горах был аналогичен таковому в Западном Прибалхашье, и фауна из гальки характеризует время накопления конгломератов коктаасской свиты.

Верхняя стратиграфическая и возрастная границы определяются наложением на коктаасскую свиту с резким структурным несогласием в областях активного вулканизма и со скрытым несогласием в прогибах отложений нижнего — среднего девона (карасайской свиты). В Чу-Илийских горах, несколько восточнее р. Жингильды, С. Г. Токмачева в верхах коктаасской свиты собрала *Parca cf. dicepiens* Flem. Кроме того, в этом же местонахождении были встречены споры подгруппы *Leioirifetes* Naum: *L. simpllcissimus* Naum., *L. pullatus* Naum., *L. microrugosus* (Tber.) Naum., *L. trivialis* Naum., *L. atratus* Naum., *L. plicatus* (Waltz.) Naum var. *major* Nadler (MS), *Leioiriletes* sp., и подгруппы *Retusotriletes* Naum., *R. trauatlaticius* Tschibrikova var. *major* Nadler (MS). По определению Ю. С. Надлера, этот комплекс спор сходен с комплексами нижнего девона окраин Кузбасса.

В Кишкинсорском прогибе к югу от горы Байгара И. Ж. Мухамедгалиева в верхней части толщи обнаружила остатки, определенные как *Parca dicepiens* Flem. Перекрывающая коктаасскую свиту карасайская в нижней части разреза содержит остатки флор ниже-средне-девонского возраста: *Drepanophycus spinaeformis* Goerr., *Lidasimophyton akkermensis* Senk., *Dawsonites* sp. и др. Учитывая высказывание А. Р. Ананьева (1960) о том, что в нижней части нижнего девона (даунтон и жедин) преобладали остатки водорослей типа *Parca*, *Pachytheca* и др., а начиная со середины нижнего девона появились псилофи-

ты и небольшое количество древнейших плаунообразных, верхнюю границу коктаасской свиты следует, видимо, ограничить нижней половиной нижнего девона.

Выводы

1. Сравнивая эффузивно-осадочную толщу Западного Прибалхашья и коктаасскую свиту Чу-Илийских гор, нельзя не заметить, что они обладают сходным внутренним строением, занимают одинаковую позицию в истории геологического развития (их появление знаменует начало орогенного этапа развития этих областей), а также имеют одинаковое положение в стратиграфическом разрезе. Это позволяет параллелизовать описываемые образования и полагать, что условия накопления свит в этих районах были близкими.

2. В основании толщи в Западном Прибалхашье и Чу-Илийских горах в известняках или в известняковой гальке сингенетичных им конгломератов встречена фауна нижнего лудлова — акканского горизонта. Поэтому нижней возрастной границей коктаасской свиты является нижний лудлов. Кроме того, целесообразно рассматривать акканские известняки «акканским фаунистическим горизонтом» коктаасской свиты.

3. Присутствие нижнедевонской флоры в верхах коктаасской и низах карасайской свит, разделенных несогласием, позволяет ограничить верхний возрастной предел коктаасской свиты нижней половиной нижнего девона.

Л. И. КАПЛУН, М. А. СЕНКЕВИЧ

СРЕДНИЙ ДЕВОН СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Специальные стратиграфо-палеонтологические работы, проведенные авторами в Северном Прибалхашье, и обобщение данных, собранных при геологическом картировании В. Я. Кошкиным, А. К. Киселевым, Ю. Д. Смирновой, А. К. Мясниковым и др., позволили при наличии хорошо фаунистически охарактеризованных отложений установить истинную последовательность напластований в литологически однородных, часто тектонически нарушенных толщах и проследить изменение особенностей среднедевонских отложений на значительной территории. Были проведены послойные сборы органических остатков более чем в тридцати разрезах. Органические остатки определяли: Е. Н. Сизова — криноидеи; А. Г. Пламенная — мшанки; Н. Я. Спаский — ругозы; В. Н. Дубатов — табуляты; Л. И. Каплун — брахиоподы; А. М. Садыков — цефалоподы; М. А. Сенкевич — флору.

Н. Л. Бубличенко (1945), который первым занимался стратиграфией девонских отложений Северного Прибалхашья, в среднем девоне выделил казахский (D_{2kz}) и айдарлинский (D_{2ad}) горизонты. За стратотип казахского горизонта был выбран разрез в горах Котанбулак, который по сходству фауны условно параллелизовался с эйфельским ярусом Западной Европы. Отложения казахского горизонта связаны здесь постепенными переходами с сарджальским (D_{1sr}) горизонтом нижнего девона и перекрыты со стратиграфическим несогласием фаменским ярусом верхнего девона.

За тип айдарлинского горизонта (верхи среднего девона) выбраны известково-песчано-мергельные отложения, встреченные по тракту Баянаул — Павлодар, южнее горы Айдарлы. Такое двучленное деление среднего девона принято на совещании по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана в 1958 г. в г. Алма-Ате («Резолюция совещания», 1958). В последующие годы установлено, что юго-восточнее гор Котанбулак (к востоку от р. Ащизек) разрез казахского горизонта более полный; здесь он перекрыт бесобинским (D_{2bs}) горизонтом (Каплун, 1966).

Таким образом, в среднем девоне Северного Прибалхашья в настоящее время выделяются казахский, бесобинский и айдарлинский горизонты. Нижняя граница среднего девона проводится в основании казахского горизонта по появлению среднедевонской фауны беспозвоночных и остатков растений.

По принятой в СССР схеме в среднем девоне выделяются два яруса: «эйфельский» (*sensu lato*) в объеме верхнего эмса и эйфеля и живетский. Казахский и бесобинский горизонты сопоставляются с «эйфельским» (*s. l.*) ярусом. Казахский, по-видимому, отвечает позднему эмсу и раннему эйфелю, что подтверждается находками позднеэмских амmonoидей (*Teichertia*) в нижней части казахского горизонта (Богословский, 1968), а бесобинский — позднему эйфелю (отложениям зоны *Pinacites jugleri*). Айдарлинский горизонт сопоставляется с живетским ярусом общей схемы.

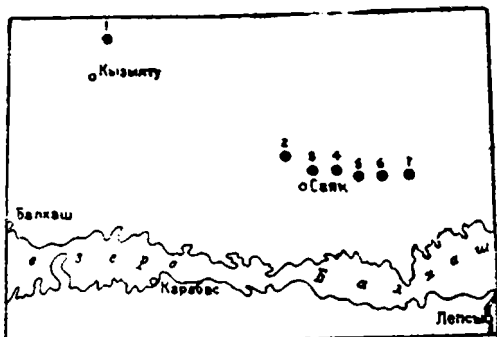


Рис. 1. Схема расположения разрезов в Северном Прибалхашье. 1 — горы Котанбулак; 2 — урочище Шенгельды; 3 — горы Кызылжал; 4 — горы Семизбугу; 5 — к западу от гранитов Бесоба; 6 — к востоку от гранитов Бесоба; 7 — к югу от горы Катбас.

Литологический состав отложений среднего девона однообразен. Казахский горизонт очень трудно отличить от близких по литологии сарджальского и бесобинского горизонтов. Поэтому при проведении границ стратиграфических подразделений за основу взято изменение состава фаунистических и флористических комплексов. Приведем подробное описание наиболее полных и характерных разрезов среднего девона Северного Прибалхашья. Их местоположение указано на рисунке 1.

Разрез в районе урочища Шенгельды (рис. 2, II) *

- D₁sr — 1. Серые мелкозернистые песчаники с фауной *Leptocoelia acutiplicata* (C o n r.), *Acrospirifer* cf. *primaevus kasachstanica* (K a p l.) 60 м.
2. Бурые кварц-полевошпатовые крупнозернистые песчаники (5 м) и туфопесчаники с прослоями алевролитовых туфов 25 м.
- D₂kz — 3. Табачно-серые мелкозернистые туфопесчаники и туффиты с *Clarkeia bublitschenko* K a p l., *Euryspirifer* ex gr. *intermedius* (S c h l.), *Blasaria sibirica* (K r y s h t.) Z a l., пелециподы 25 м.
4. Зеленоцветные песчаники и алевролитовые туфы 33 м.
5. Желтовато-серые кварц-полевошпатовые крупнозернистые песчаники 44 м.
6. Зеленовато-серые, табачные мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитовых туфов 98 м.
7. Буровато-серые алевролитовые туфы с *Pleurodictyum* sp., *Blasaria sibirica* (K r y s h t.) Z a l. 6 м.
8. Серые мелко- и среднезернистые песчаники и туфопесчаники 58 м.
9. Песчаники и туфопесчаники с *Schizospirifer* (?) *daleidensis* (S t e i n.), *Euryspirifer* ex gr. *intermedius* (S c h l.), среди песчаников — прослой (1 м) известняков 69 м.
10. Туфы андезитового состава 7 м.
11. Разнозернистые песчаники и известняки с *Thamnophyllum tabulatum* B u l v., *Placocoenites* sp., *Resserella triangularis* (Z e i l.), *Fimbrispirifer divaricatus* (H a l l), *Euryspirifer* ex gr. *supraspeciosus* (L o t z e) 52 м.
12. Мелко- и среднезернистые песчаники 65 м.
13. Буровато-серые мелко- и среднезернистые песчаники, туффиты и алевролиты; линзовидные прослои известняков с *Thamnophyllum tabulatum* B u l v., *Gracilopora* ex gr. *acuta* T c h u d., *Placocoenites* sp., *Pleurodictyum* sp., *Semicoscinium* cf. *parvicarinatum* M o r., *Isorthis* cf. *canalicula* (S c h l.), *Resserella triangularis* (Z e i l.), *Euryspirifer* sp. 82 м.

* Новые неопубликованные роды и виды в описаниях разрезов не отмечены, а даны только в составе общих комплексов при описании горизонтов.

14. Крупногалечные конгломераты с галькой пепловых туфов и туффов (3 м); выше — туфопесчаники и алевролиты с прослоем известняков с *Thamnophyllum* sp., *Gracilopora* ex gr. *acuta* Tchud. 14 м.

Стратиграфическое несогласие

- D₃fm—15—17. Бурые, малиновые, лиловые туфогравелиты с прослоями туфопесчаников (44 м); выше — алевролитовые туфы и мелкообломочные туфы андезитовых порфиритов, туфопесчаники, алевролиты и известковистые алевролиты с *Aulacella* cf. *interlineata* (Sow.), *Chonetes* cf. *armata* Bouch., *Praewaagenococha* sp., *Cyrtospirifer* cf. *calcaratus* (Sow.), *Adolfia nuraensis* Sim., *Mucrospirifer posterus* (Hall) 86 м.

Сводный разрез Кызылжалской синклинали (рис. 2, III)

- D₂kz—1. Табачные, табачно-зеленые мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов; в средней части пачки — *Stropheodonta* sp., *Euryspirifer* ex gr. *intermedius* (Schl.) ? *Cryptonella* sp., *Blasaria sibirica* (Krysh t.) Zal. 180 м.
 2. Табачно-зеленые среднезернистые песчаники, в основании — гравелиты (10 см); выше — мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями пепловых и литокристаллокластических туфов; редко *Blasaria sibirica* (Krysh t.) Zal. 75 м.
 3. Серовато-зеленые средние и мелкозернистые песчаники с четырьмя прослоями литокристаллокластических туфов; в песчаниках и туфах — *Blasaria sibirica* (Krysh t.) Zal. 95 м.
 4. Табачно-зеленые и бурые разнозернистые песчаники и туфопесчаники, преобладают среднезернистые; в низах — *Blasaria sibirica* (Krysh t.) Zal. 140 м.
 5. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники с *Anoplothea* (?) *tokrauensis* Kapl. sp. nov. (in litt.) и *Blasaria sibirica* (Krysh t.) Zal. 30 м.

Стратиграфическое несогласие

- D₂bs—6. Известковистые песчаники и гравелиты с *Alveolitella* aff. *fecunda* (Salee), *Thamnopora* cf. *proba* (Dubat.), *Crassialveolites* ex gr. *crassus* (Lec.), *Placocoenites obesus* Sok. 2 м.
 7. Серо-зеленые мелко- и среднезернистые песчаники с *Fistulipora varians* Nekh., *Schellwienella* sp., *Protoleptostrophia* sp., *Chonetes* aff. *sarcinulata* Schl., *Spinulicosta* ex gr. *spinulicosta* (Hall), *Atrypa* sp., *Pinacites jugleri* (Roem.), пеллиподы, гастроподы 35 м.
 8. Желто-зеленые, зеленовато-серые гидротермально-измененные ожелезненные мелко- и среднезернистые песчаники и туфопесчаники с прослоями алевролитов и углей низкого качества; редко *Protolepidodendron scharianum* Kr. 135 м.
 9. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники, участками косослоистые; органогенные глинистые и песчаные известняки, участками ожелезненные, в песчаниках — обильные *Chonetes* sp. и редкие *Elythyna* sp., *Acrospirifer* sp., в известняках и известковистых песчаниках — *Brachyspirifer* sp., *Spinocyrtia* sp., *Uncinulus* sp., *Protoleptostrophia* sp., плохой сохранности ругозы, табуляты, строматопоры 70 м.
 10. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники 60 м.
 D₂ad—11. Песчаники, переходящие в гравелиты 5 м.
 12. Известняки и известковистые алевролиты с *Thamnopora proba* (Dubat.), *Cariniferella* aff. *tioga* (Hall), *Chonetipustula* sp., *Mucrospirifer mucronatus* (Hall) 12 м.
 13. Табачные песчаники и туфиты с *Lepidodendropsis* cf. *kazachstanica* Senk. 60 м.
 14. Табачные мелко- и среднезернистые песчаники, переслаивающиеся с пепловыми туфами и туфитами; в песчаниках — *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk. 135 м.
 15. Табачные и табачно-зеленые мелкозернистые песчаники и алевролиты, переслаивающиеся со светло-серыми туфитами и пепловыми туфами; редко *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk. 300 м.
 D₃fr—16. Песчаники, туфопесчаники с *Leptophloeum rhombicum* Daw s.

Разрез в горах Семизбугу (рис. 2, IV; рис. 4)

Разрез начинается от гранитов массива Бесоба, прорывающих толщу песчаников.

- D₁sr. Серо-бурые ожелезненные и окремненные мелкозернистые песчаники 190 м.

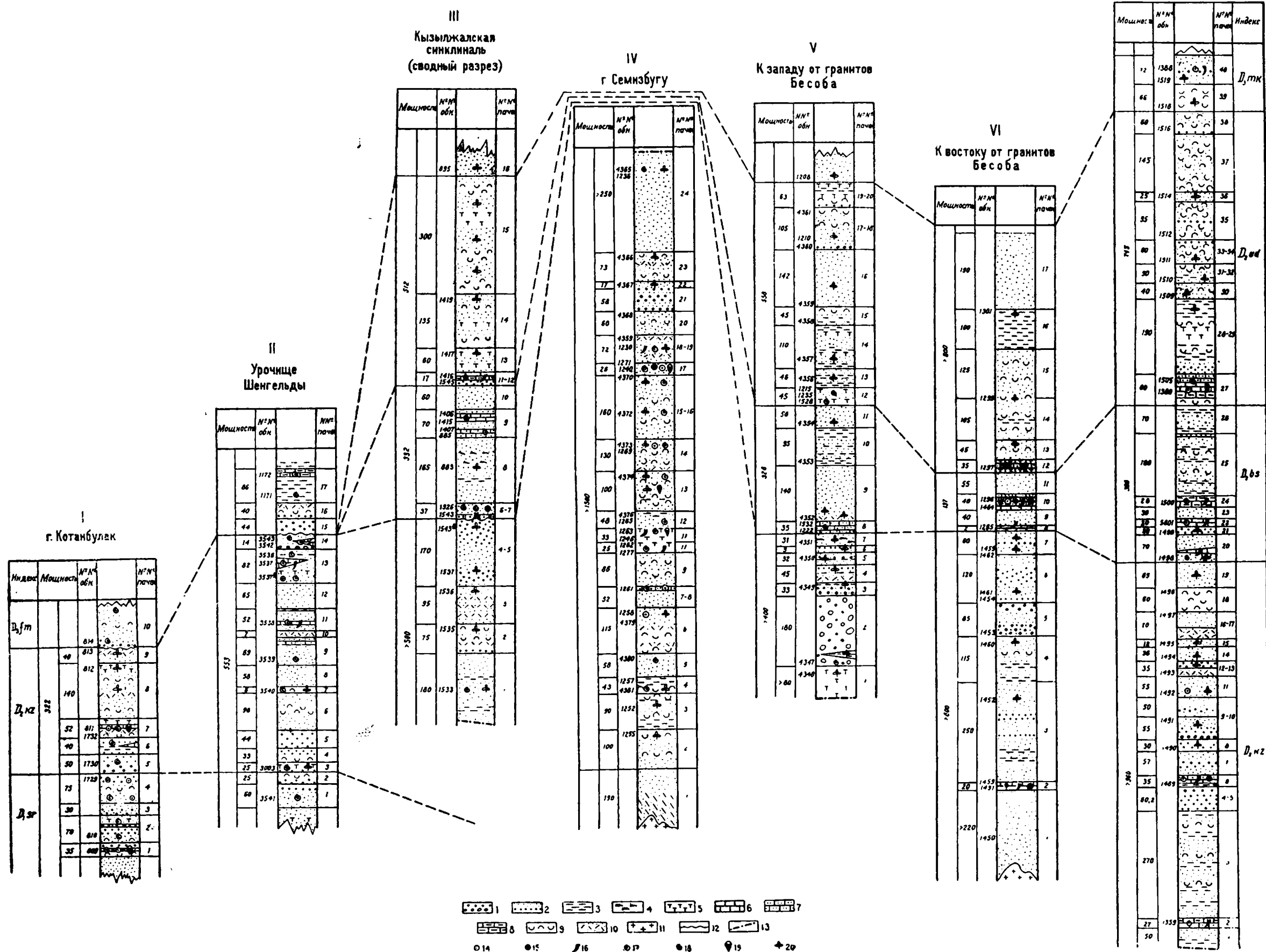


Рис. 2. Сопоставление разрезов среднедевонских отложений Северного Прибалхашья. 1 — гравелиты, туфогравелиты и конгломераты; 2 — песчаники и туфопесчаники разнозернистые; 3 — алевролиты и туфоалевролиты; 4 — углистые алевролиты; 5 — туффиты; 6 — известняки; 7 — песчаные известняки; 8 — известковистые алевролиты; 9 — туфы алевритовые и пепловые кислого и среднего состава; 10 — туфы мелко-, средне- и крупнообломочные кислого и среднего состава; 11 — граниты; 12 — стратиграфическое несогласие; 13 — тектонический контакт; 14 — криноид; 15 — мшанки; 16 — кораллы; 17 — брахиоподы; 18 — цефалоподы; 19 — трилобиты; 20 — флора.

- D₂kz—2. Серо-зеленые мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся со светлыми пепловыми туфами с *Blasaria sibirica* (K r y s h t.) Z a l. 100 м.
3. Пепловые туфы, переслаивающиеся с почти черными алевролитами; обильна *Blasaria sibirica* (K r y s h t.) Z a l. 90 м.
4. Серые ороговикованные слюистые алевролитовые туфы и туфоалевролиты с *Schellwienella* cf. *umbraculum* S c h l., *Protoleptostrophia* aff. *perplana* (C o n r.), *Anoplothea* (?) *tokraensis* K a p l. sp. nov. (in litt.), *Cyrtina heteroclita* var. *multiplicata* D a v., *Schizospirifer* (?) *daleidensis* (S t e i n.), *Euryspirifer* ex gr. *intermedius* (S c h l.), *Blasaria sibirica* (K r y s h t.) Z a l. 43 м.
5. Серые мелко- и среднезернистые песчаники с *Blasaria sibirica* (K r y s h t.) Z a l. 58 м.
6. Серые и бурые пепловые туфы, переслаивающиеся с мелкообломочными литокластическими туфами; в верхах — песчаники с *Psilophyton* sp., *Blasaria sibirica* (K r y s h t.) Z a l. 115 м.
7. Серые песчаники и туфопесчаники 51,5 м.
8. Контактново-измененные известковистые гравелиты и известняки с *Cyclocyclicus* (?) *cingisensis* S i s., *Fimbrispirifer divaricatus* (H a l l) ... 0,5 м.
9. Серые и зеленовато-серые мелко- и тонкозернистые песчаники с прослоями пепловых туфов 86 м.
10. Серо-табачные туффиты с *Pleurodictyum* sp., *Fimbrispirifer divaricatus* (H a l l), *Euryspirifer* sp. 25 м.
11. Буровато-серые туффиты с *Barrandeophyllum* ex gr. *perplexum* P o c t a, *Favistella* sp., *Isorthis* cf. *canalicula* (S c h n.), *Resserella triangularis* Z e i l., *Clarkeia dublitschenko* K a p l., *Atrypa* sp., *Schizospirifer* (?) *daleidensis* S t e i n., *Euryspirifer* ex gr. *intermedius* (S c h l.), *Euryspirifer* ex gr. *supraspeciosus* (L o t z e), *Cyrtina* aff. *heteroclita* D e f r. 33 м.
12. Переслаивающиеся серые, серо-табачные алевролиты и мелкозернистые песчаники с *Plectodonta minor* D r o t и *Protolepidodendron* cf. *scharianum* K r. 48 м.
13. Серо-палевые песчаники с прослоями пепловых туфов и алевролитов; редко *Plectodonta minor* D r o t, *Phacops pustulatus* Z. M a x., *Protolepidodendron scharianum* K r. 100 м.
14. Переслаивающиеся серые пепловые туфы, серо-табачные алевропесчаники и песчаники с *Cyclocyclicus* (?) *cingisensis* S i s., *Plectodonta minor* D r o t, *Psilophyton* sp.; в низах — маломощный прослой пятнистых ороговикованных туфов 130 м.
15. Серо-зеленые, серо-табачные алевропесчаники и мелкозернистые песчаники в низах; в верхах — переслаивающиеся серые пепловые туфы, средние и мелкозернистые песчаники; в песчаниках — *Plectodonta* sp., cf. *Haplostigma irregulare* (S c h w a r z) 90 м.
16. Желто-табачные и зеленовато-табачные песчаники с прослоями эпидитизированных серых пепловых туфов кислого состава; в песчаниках — *Pleurodictyum* sp., cf. *Haplostigma irregulare* (S c h w a r z) 70 м.
17. Серые, табачные мелкозернистые известковистые песчаники с *Cyclocyclicus* cf. *canaliculites* Y e l t., *Lioclema* sp., *Hemitrypa* sp., *Chonetes* sp., *Spinocyrtia* (?) sp., *Euryspirifer* (?) ex gr. *elegans* (S t e i n.) (обильные), *Dechenellurus* aff. *ursus* Z. M a x. 26 м.
- 18—19. Табачные мелкозернистые песчаники с подчиненными прослоями туфов дацитовых порфиров (пизолитовых, литокристаллокластических); в песчаниках — *Pleurodictyum* sp., *Plectodonta minor* D r o t, *Blasaria sibirica* (K r y s h t.) Z a l. 72 м.
20. Табачные и желто-табачные алевропесчаники и мелкозернистые песчаники с прослоями (1 м) серых пепловых туфов 60 м.
21. Светло-серые, табачные гравелиты и мелкогалечные конгломераты с прослоями песчаников 58 м.
22. Табачно-серые мелко- и среднезернистые песчаники с *Taeniacrada dubia* K r. et W., *Protolepidodendron scharianum* K r., *Barsassia ornata* Z a l. ... 17 м.
23. Переслаивающиеся зеленовато-табачные пепловые туфы, светло-серые мелко- и среднезернистые туфопесчаники; в верхах — маломощный прослой (2 м) серо-табачных литокристаллокластических туфов; в песчаниках — cf. *Haplostigma irregulare* (S c h w a r z), *Protolepidodendron scharianum* K r., *Barsassia ornata* Z a l. 73 м.
24. Табачно-зеленые мелкозернистые песчаники и алевролиты с *Cyclocyclicus* (?) *cingisensis* S i s., *Chonetes* sp., *Phacops* sp., *Schuguria ornata* T s c h i r k. Z a l., *Dawsonites* sp., *Asteroxylon* sp., *Protolepidodendron scharianum* K r. 250 м.

Разрез восточнее гранитного массива Бесоба
(рис. 2, VI; рис. 3)

- D_{2kz} — 1. Серые и светло-серые туфопесчаники, ороговикованные в контакте с гранитами . . . 220 м.
2. Скарнированные серые мраморизованные известняки и известковистые песчаники с *Fimbrispirifer divaricatus* (Hall), *Schizospirifer* (?) cf. *daleidenis* (Stein.), *Euryspirifer* (?) ex gr. *elegans* (Stein.) . . . 20 м.

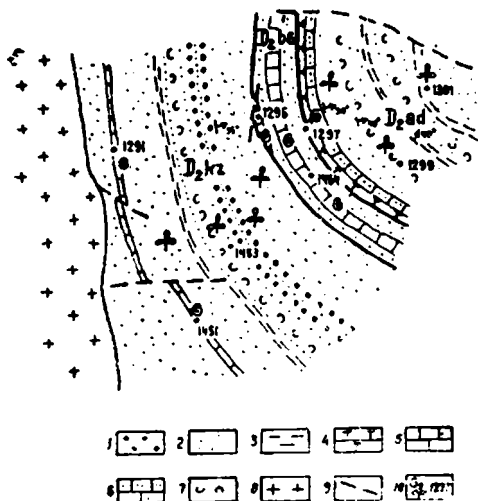


Рис. 3. Схематическая геологическая карта отложений среднего девона восточнее гранитного массива Бесоба. D_{2kz} — казахский горизонт; D_{2bs} — бесобинский горизонт; D_{2ad} — айдарлинский горизонт. 1 — гравелиты, туфогравелиты и конгломераты; 2 — песчаники и туфопесчаники разнозернистые; 3 — алевролиты и туфоалевролиты; 4 — туффиты; 5 — известняки и песчанистые известняки; 6 — известковистые песчаники; 7 — туфы алевроитовые и пепловые кислого и среднего состава; 8 — граниты; 9 — разрывные нарушения; 10 — обнажения с остатками ископаемой фауны и флоры.

Haplostigma irregulare (Schwarz), *Protolepidodendron scharianum* Kr. . . 60 м.

- D_{2bs} — 8. Серые коралловые известняки с *Tabulophyllum manifestum* Spassky, *Grypophyllum striatum* (Soshk.), *Thamnophyllum tabulatum* Bulv., *Stenophyllum spinulosum* Soshk., *Cladopora* aff. *microcellularis* Dubat., *Thamnopora* sp., *Placocoenites medius* (Lec.), *Coenites* sp., *Tyrganolites* sp., *Stelliporella* sp. . . 2 м.
9. Табачные мелкозернистые песчаники . . . 40 м.
10. Серые, буровато-серые известняки, песчанистые и глинистые известняки с криноидеями, мшанками, кораллами, брахиоподами, трилобитами — *Supressocrinus crassus* Goldf., *Hexacrinites* aff. *humilicarinatus* Yelt., *Hemitrypa* ex gr. *mongolica* Nekh., *Calceola sandalina sandalina* L., *Cystiphyllodes corneolum* (Wdkd.), *Bethanyphyllum maximum* Spassky, *Heliophyllum halli* E. H., *Squameofavosites balchaschensis* Dubat., *Thamnopora optima* Dubat., *Coenites bachatensis* Dubat., *Placocoenites medius* (Lec.), *Syringopora* aff. *yavorskyi* Tschern., *Stelliporella kaplunae* Dubat., *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* Wilck., *Chonetes* aff. *plebeja* Schen., *Spinulicosta* ex gr. *spinulicosta* (Hall), *Elythyna* sp., *Acrospirifer* cf. *gloriosus* Tjazz., *Phacops* aff. *angulatus* Z. Max. . . 40 м.
11. Табачные, табачно-зеленые разнозернистые песчаники . . . 55 м.
D_{2ad} — 12. Известковистые тонкозернистые песчаники и туффиты с *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* Wilck., *Protoleptostrophia* sp., *Mucrospirifer mucronatus*

3. Переслаивающиеся серые, серо-табачные мелкозернистые песчаники, алевропесчаники и малоомощные редкие прослои (5—10 см) крупнозернистых песчаников; в тонких разностях — cf. *Haplostigma irregulare* (Schwarz) . . . 250 м.
4. Переслаивающиеся серо-бурые мелкозернистые песчаники, алевролиты и серовато-голубые пепловые туфы; в верхах песчаников — обильные *Tamarella taeniata* Senk. gen. et sp. n. (in coll.) . . . 120 м.
5. Серые мелкогалечные конгломераты и гравелиты с прослоями табачных туфопесчаников; галька (1—3 см) — туфы липаритовых порфиров, песчаники, кварциты, кремнистые породы . . . 85 м.
6. Амфиболитизированные серовато-зеленые крупно- и среднезернистые песчаники; в низах — *Tamarella taeniata* Senk. gen. et sp. n. (in coll.) . . . 120 м.
7. Серые и серо-табачные мелкозернистые песчаники с малоомощными прослоями пепельно-серых алевропесчаников и светло-серых крупнозернистых песчаников; в тонких разностях — *Psilophyton princeps* Dawson, *Taeniacrada* sp., cf.

- (Hall), *Undispirifer* ex gr. *undiferus* (Roem.) и пелециподами . . . 35 м.
13. Светло-серые, бурые разнозернистые песчаники, туфопесчаники, серо-голубые пепловые туфы; в бурых разностях — cf. *Dicranophyton niaussiensis* Z a l., *Lepidodendropsis* cf. *kazachstanica* S e n k. . . 45 м.

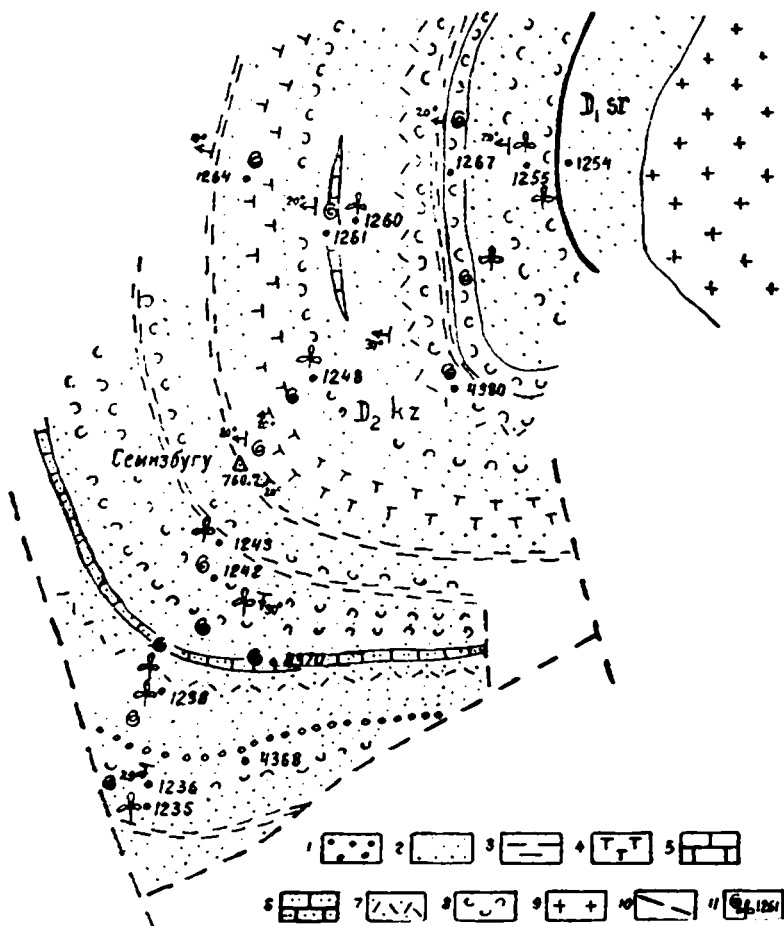


Рис. 4. Схематическая геологическая карта отложений среднего девона (казахский горизонт) в горах Семизбугу. D_{1sr} — нижний девон, сарджальский горизонт; D_{2kz} — казахский горизонт. 1 — гравелиты и мелкогалечные конгломераты; 2 — песчаники и туфопесчаники разнозернистые; 3 — алевролиты; 4 — туффиты; 5 — известняки; 6 — известковистые песчаники; 7 — туфы литокристаллокластические кислого и среднего состава; 8 — туфы алевритовые и пепловые кислого и среднего состава; 9 — граниты; 10 — разрывные нарушения; 11 — обнажения с остатками ископаемой фауны и флоры.

14. Серые туфопесчаники, туфоалевролиты и прослой алевролитовых туфов с *Protolpidodendron scharianum* Kr., *Lepidodendropsis* cf. *kazachstanica* S e n k. . . 45 м.
15. Табачные песчаники и туфопесчаники, редкие прослой алевролитовых туфов . . . 125 м.
16. Табачные алевролиты и туфоалевролиты с *Protocephalopteris* sp. . . 100 м.
17. Табачные, табачно-зеленые разнозернистые песчаники . . . 190 м.

Разрез к югу от горы Катбас (рис. 2, VII)

- D_{2kz} — 1. Серо-зеленые мелкозернистые песчаники и алевролиты с хорошо выраженной слоистостью и редкой крупной хорошо окатанной галькой алевролитов . . . 50 м.

2. Известковистые песчаники и алевролиты с *Barrandeophyllum* sp., *Lindströmia* sp., *Schuchertella* sp., *Schizospirifer* (?) *daleidensis* (Stein.) . . . 27 м.
3. Табачные, табачно-зеленые алевролиты и туфоалевролиты, разнотермистые полимиктовые песчаники с прослоями голубовато-серых, бурых пепловых туфов (мощности прослоев 3—5 м) . . . 270 м.
4. Серо-зеленые толстоплитчатые средне- и крупнозернистые песчаники с остатками криноидей . . . 60 м.
5. Гравелиты . . . 0,2 м.
6. Известняки, песчаники, песчаные и органогенно-шламовые известняки и известковистые алевролиты с *Semicoscinum* aff. *planiformis* Krasn., *Loculipora* (?) cf. *perforata* Hall, *Clarkeia dublitschenko* Kapl., *Euryspirifer* (?) ex gr. *elegans* Stein. . . 35 м.
7. Табачные, табачно-зеленые разнотермистые песчаники с редкими (10—12 см) прослоями гравелитов . . . 57 м.
8. Табачные алевропесчаники; в верхах — обильные cf. *Haplostigma irregulare* (Schwarz), *Drepanophycus* aff. *gaspianus* (Daws.) Stockm., *Blasaria sibirica* (Kryshht.) Zal. . . 30 м.
9. Серые мелкогалечные конгломераты, переходящие в гравелиты; галька — андезиты, кремнистые алевролиты, мелкозернистые песчаники . . . 14 м.
10. Серые, серовато-табачные крупнозернистые до мелкозернистых песчаники с *Psilophyton* cf. *princeps* Daws., *Dawsonites* sp., *Protolepidodendron scharianum* Kr., cf. *Haplostigma irregulare* (Schwarz) . . . 91 м.
11. Табачные, серовато-табачные алевропесчаники, слоистые мелкозернистые туфопесчаники с *Psilophyton* sp., *Drepanophycus* aff. *gaspianus* (Daws.) Stockm., *Blasaria sibirica* (Kryshht.) Zal., *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Barrandeina dusliana* (Kr.) Stur., *Barsassia ornata* Zal. . . 55 м.
12. Светлые серовато-табачные туфы дацитовых порфиров . . . 20 м.
13. Палевые грубослоистые туфопесчаники и табачные мелкозернистые песчаники с *Psilophyton* sp. . . 15 м.
14. Серые, табачные, серо-табачные мелко- и среднезернистые песчаники; в табачных разностях — *Psilophyton burnotense* (Gilk.) Kr. et W., *Drepanophycus* aff. *gaspianus* Stockm., *Protolepidodendron scharianum* Kr. . . 36 м.
15. Табачные мелкозернистые песчаники с *Psilophyton* sp., *Barsassia ornata* Zal., *Protolepidodendron scharianum* Kr. . . 12 м.
16. Серые с зеленоватым оттенком туфы дацитовых порфиров . . . 30 м.
17. Серовато-табачные мелко- и среднезернистые песчаники . . . 40 м.
18. Светло-серые пепловые туфы . . . 60 м.
19. Серовато-табачные мелкозернистые песчаники с *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Barrandeina* sp., *Primophylites* sp. ind. . . 65 м.
- D_{2b} — 20. Серые, светло-табачные мелкозернистые песчаники с обильными *Spinulicosta* ex gr. *spinulicosta* (Hall), *Dawsonites* sp., *Protolepidodendron scharianum* Kr.; в низах — линза серых коралловых известняков с *Coenites* aff. *bulvankerae* Dubat. . . 70 м.
21. Серые с зеленоватым оттенком средне- и крупнозернистые песчаники с неопределимыми растительными остатками . . . 20 м.
22. Серые известняки с *Multicarinophyllum multicarinatum* Spassky, *Bethanophyllum maximum* Spassky, *Thamnopora beliakovi* Dubat., *Cladopora* cf. *cylindrocylindricus* Dubat., *Striatopora* cf. *schandiensis* Dubat., *Crassialveolites* sp. . . 22 м.
23. Серовато-зеленые мелко- и среднезернистые песчаники . . . 30 м.
24. Серые, серо-зеленые алевролиты слабоизвестковистые, редко — *Calceola sandalina sandalina* Lam., *Spinulicosta* sp., *Protoleptostrophia* sp. . . 28 м.
25. Табачные, табачно-зеленые туфоалевролиты и туфопесчаники с редкими прослоями алевролитовых туфов, в верхах — известковистые песчаники с гастроподами и неопределимыми брахиоподами . . . 160 м.
26. Туфоалевролиты и туфопесчаники . . . 70 м.
- D_{2ad} — 27. В основании серые пепловые туфы (1 м); выше — табачно-зеленые известковистые алевролиты и песчаные известняки с *Cyclocyclicus echinatus* Yelt., *Hexacrinites* ex gr. *kulikovskiyi* Sis., *Pentagonocyclicus balensis* Sis., *Striatopora* sp., *Mucrospirifer* ex gr. *mucronatus* (Hall), *Undispirifer* ex gr. *undiferus* (Roem.), *Eichwaldia* sp., *Phacops* aff. *angulatus* Z. Max., *Ph. aff. modestus* Barr. . . 80 м.
28. Серо-зеленые тонкослоистые туфопесчаники . . . 20 м.
29. Серо-табачные туфоалевролиты и мелкозернистые туффиты с редкими прослоями алевролитовых туфов; в песчаниках — *Lepidodendropsis kazakhstanica* Senk. . . 170 м.

30. Серо-табачные мелкозернистые песчаники с подчиненными прослоями пепловых туфов; в песчаниках — *Lepidodendropsis kazachstanica* S e n k., *Barrandeina* (?) sp. 40 м.
31. Серо-табачные тонкоплитчатые алевролиты, переслаивающиеся с табачными мелкозернистыми песчаниками, содержащими флору; в низах — *Lepidodendropsis* cf. *kazachstanica* S e n k., *Barrandeina* sp. 26 м.
32. Серые слоистые пепловые туфы 24 м.
33. Переслаивающиеся серые пепловые туфы и мелкозернистые песчаники с *Psilophyton* sp., *Lepidodendropsis kazachstanica* S e n k., *Barrandeina* sp. 57 м.
34. Серые сливные крупнозернистые песчаники 3 м.
35. Переслаивающиеся серые пепловые туфы и табачные мелкозернистые песчаники; в средней части — прослой (1,5 м) серо-табачных крупнозернистых песчаников 95 м.
36. Серо-табачные мелкозернистые песчаники с обильными *Lepidodendropsis kazachstanica* S e n k., *Tarbagataica mirabilis* S e n k. 25 м.
37. Переслаивающиеся серые пепловые туфы и подчиненные им табачные мелкозернистые песчаники 145 м.
38. Серые сливные крупнозернистые песчаники (1,5 м), выше переслаивающиеся серовато-голубые пепловые туфы, светло-серые алевропесчаники и реже мелкозернистые песчаники 60 м.
- Д₃mk — 39. Серые тонкослоистые, тонколистоватые алевроитовые туфы с *Lepidodendropsis* sp., *Leptophloeum* sp.; в низах — маломощный (1 м) прослой серых пепловых туфов 66 м.
40. Переслаивающиеся темные серо-зеленые алевропесчаники и мелкозернистые песчаники; в последних — флора плохой сохранности: *Knorrria* sp. (по *Lepidodendropsis*), *Knorrria* sp.; прослой (3 м) грубозернистых туфопесчаников с *Crassialveolites* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Gypidula* ex gr. *globa* S c h n., *Spinocyrtis* sp., *Mucrospirifer novosibiricus* (T o l l.) 72 м.

Казахский горизонт

Отложения казахского горизонта в Северном Прибалхашье широко распространены и связаны постепенными переходами с подстилающими отложениями нижнего девона (сарджальским горизонтом). Казахский горизонт представлен однообразно и часто переслаивающимися бурными, табачными, табачно-зелеными разнозернистыми песчаниками и туфопесчаниками, алевролитами и туфоалевролитами, туффитами, туфами кислого и среднего состава. В подчиненном количестве присутствуют прослои известковистых песчаников и известняков; очень редки андезитовые порфириды и спилиты. В отдельных разрезах отмечены маломощные прослои углистых алевролитов и тощих углей (к востоку от урочища Шенгельды). В полных разрезах в верхней части присутствует заметное количество крупнозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов (преимущественно мелкогалечных). Мощность казахского горизонта колеблется от 322 до 1500 м.

Наиболее полный и хорошо фаунистически документированный разрез казахского горизонта изучен в районе гранитного массива Бесоба. Здесь, в горах Семизбугу (рис. 2, IV), мощность казахского горизонта превышает 1500 м. В этом разрезе выделены три пачки с характерными комплексами органических остатков, в которых основной фон составляет: пачка 4 — *Reeftonia* (?) *magnifica* (B u b l.), *Anoplotheca* (?) *tokrauensis* K a p l., *Undispirifer* (?) *cotanbulack* B u b l., *Euryspirifer* ex gr. *intermedius* (S c h l.), *Blasaria sibirica* (K r y s h t.) Z a l.; пачки 10—12 — *Fimbrispirifer divaricatus* (H a l l), *Schizospirifer* (?) *daleidensis* (S t e i n.); пачка 17 — *Euryspirifer* (?) ex gr. *elegans* (S t e i n.).

При сопоставлении разрезов казахского горизонта заметно отчетливое уменьшение мощности с юго-востока на северо-запад

(рис. 2). На крайнем северо-западе, в горах Котанбулак, мощность казахского горизонта несколько превышает 300 м, отсутствуют второй и третий фаунистические горизонты и на размытой поверхности казахского горизонта со стратиграфическим несогласием лежит фаменский ярус. Юго-восточнее, в районе Бала-Шенгельды, мощность казахского горизонта увеличивается до 500—600 м и в верхней части разреза появляется фауна, характерная для второго фаунистического горизонта. Здесь также на размытой поверхности казахского горизонта лежат фаменские отложения.

Еще далее к юго-востоку, в районе гор Кызылжал, казахский горизонт также имеет неполную мощность, но здесь на его размытой поверхности лежит уже не верхний девон, а бесобинский горизонт. И только в районе гранитного массива Бесоба и восточнее отложения казахского горизонта представлены в полном объеме и постепенно сменяются породами бесобинского горизонта. Отложения казахского горизонта содержат разнообразную фауну и флору. На основании обобщения палеонтологического материала, собранного из многочисленных разрезов различных частей района, установлен характерный для казахского горизонта комплекс органических остатков. Криноидеи представлены *Kuzbassocrinus binidigitatus* Yelt., *Hexacrinus mammilatus* Yelt., *H. tokrauensis* Sis., *H. aff. kartzevae* Yelt. et Dubat., *Cyclocyclicus katbarus* Sis., *Cc. cingisensis* Sis., *Cc. cf. uchkolensis* Sis., *Cc. echinatus* Yelt., *Cc. conoideus* Yelt., *Cc. aff. mirandus* Yelt., *Cc. caragandadiensis* Yelt., *Cc. basagensis* Sis., *Cc. pachydactylus* Yelt., *Cc. undulatus* Yelt., *Cc. djungaricus* Sis., *Cc. ex gr. crassiformis* Yelt., *Cyathocrinus aff. rugosus* Mill., *Ellipsoellipticus cf. cingularis* Yelt., *Pentagonocyclicus ex gr. radialis* Yelt., *Pc. medius* Yelt., *Pc. imatschenensis* Yelt., *Pc. immeditatus* Yelt., *Pc. ex gr. kulikowskyi* Sis., *Pc. sentus* Sis., *Anthinocrinus floreus* Y. et Sis., *A. floreus var. magna* Y. et Sis.; ругозы — *Thamnophyllum tabulatum* Bulv., *Trapezophyllum tereckense* Spassky sp. nov., *Syringaxon postsiluriensis* Kull., *Barrandeophyllum perplexum* Роста, *B. cantabricum* Kull., *Nicholsoniella nodosa* Kull., *Heliophyllum* sp., *Stenophyllum spinulosum* Soshk.; табуляты — *Pleurodictyum cf. mongolicus* Tchern., *Pleurodictyum* sp., *Gracilopora* sp. (ex gr. *acuta* Tchud.), *Placocoenites* sp.; мшанки — *Lioclema* sp., *Fenestella perelengata* Plam. sp. n. (in coll.), *Semicoscium cf. parvicarinatum* Мороз., *S. aff. planiformis* Krasn., *Loculipora cf. perforata* Hall; брахиоподы — *Atrypa ex gr. reticularis* L., *Resserella triangularis* (Zeil.), *Isorthis canalicula* (Schm.), *Reeftonia (?) magnifica* (Bubl.) sp. n. (in litt.), *Protoleptostrophia aff. perplana* (Conr.), *Leptaena ex gr. rhomboidalis* Wilck., *Rhytistrophia* sp., *Douvillina* sp., *Camarotoechia meganteris* Bubl. sp. n. (in coll.), *Cyrtina aff. heteroclita* Defr., *Clarkeia bublitschenkoi* Kapl., *Schizospirifer (?) daleidensis* (Stein.), *Fimbrispirifer divaricatus* (Hall), *Euryspirifer ex gr. intermedius* (Schl.), *Euryspirifer ex gr. supraspeciosus* (Lotze), *Delthyris sub grandis* Kapl. sp. n. (in coll.), *Undispirifer (?) cotanbulack* Bubl. (in litt.), *Euryspirifer (?) ex gr. elegans* (Stein.), *Plectodonta minor* Drot, *Anoplotheca (?) tokrauensis* Kapl. sp. n. (in litt.); трилобиты — *Dechenellurus aff. ursus* Z. Max., *D. granifer* Z. Max., *Phacops pustulatus* Z. Max., *Ph. fecundus degener* Barr., *Ph. rinoceras* Z. Max., *Odontochile (?) radiata* Z. Max.; пелециподы, гастроподы, тен-такулиты, ортоцератиды, конулярии, рыбы; флора — *Tamarella taeniata* Senk. gen. et sp. n. (in litt.), cf. *Haplostigma irregulare* (Schwarz), *Psilophyton princeps* Daws., *Ps. burnotense* (Gilk.) Kr. et W., *Ps. balkhashensis* Senk. sp. n. (in litt.), *Ps. tenuicaulis* Senk.

sp. n. (in coll.), *Dawsonites* sp., *Taeniacrada decheniana* (Go e p p.) Kr. et W., *T. dubia* Kr. et W., *Kaplunella lissa* Sen k. gen. et sp. n. (in litt.), *K. tulkebensis* Sen k. sp. n. (in litt.), *Drepanophycus* aff. *gaspianus* (Daw s.) Stock m., *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Blasaria sibirica* (K r y s h t.) Z a l., *Protolepidodendropsis kornilovae* Sen k. gen. et sp. n. (in litt.) *Barrandeina dusliana* (Kr.) St u r., *B. elongata* Sen k. sp. n. (in coll.), *Barsassia ornata* Z a l., *Bar. granda* Sen k. sp. n. (in coll.), *Betpakphyton rhombicum* Sen k., gen. et sp. n. (in coll.), *Protopteridium* sp., *Primophyllices* sp. ind.

Комплекс фауны казахского горизонта отличается от фауны сарджальского горизонта нижнего девона смешанным составом: наряду с типично среднедевонскими видами и родами присутствуют нижнедевонские реликты. В комплексе четырехлучевых кораллов казахского горизонта вместе с нижнедевонскими *Barrandephyllum perplexum* P o c t a, *B. cantabricum* K u l l, *Syringaxon postsiluriensis* K u l l, присутствуют среднедевонские *Stenophyllum spinulosum* S o s h k., *Thamnophyllum tabulatum* B u b l., *Heliophyllum* sp.

Комплекс брахиопод казахского горизонта заметно отличается от комплекса, характерного для сарджальского горизонта. Исчезли типичные для верхней части нижнего девона *Rhytistrophia beckii* (H a l l), *Protoleptostrophia explanata* (S o w.), *Stropheodonta virgata* D r e v., *Leptocoelia acutiplicata* (C o n r.), *Acrospirifer primaevus kazakhstanica* K a p l. Появились виды, близкие к группе *Euryspirifer intermedius* (S c h l.) и *Euryspirifer supraspeciosus* (L o t z e), распространенные в эйфельском ярусе ФРГ и Бельгии; такие виды, как *Fimbrispirifer divaricatus* (H a l l), характерный для среднего девона (слои Онондага) Северной Америки, и *Plectodonta minor* D r o t, типичный для кувена Западной Европы. Изменился видовой состав эндемичной фауны, исчезли характерные для сарджальского горизонта *Stropheodonta ampliata* B u b l. sp. n. (in litt.), *Rhytistrophia striatorugata* B u b l. sp. n. (in coll.), *Strophonella sajakia* K a p l., *Eospirifer (Multispirifer) bifurcatus* K a p l., *Striispirifer imbrexus* K a p l., *Acrospirifer cabedanus varius* K a p l., *Acrospirifer mediobalchaschensis* B u b l. sp. n. (in litt.) и др., появились и широко распространены местные виды *Reeftonia* (?) *magnifica* (B u b l.) sp. n. (in coll.), *Camarotoechia meganteris* B u b l. sp. n. (in coll.), *Anoplotheca* (?) *tokrauenensis* K a p l. sp. n. (in litt.), *Clarkeia bublitschenkoi* K a p l.

Комплекс трилобитов резко сокращен и вместо характерных для сарджальского горизонта *Crotalocephalus hexaspinus* Z. M a x., *Cr. intermedius* Z. M a x., *Odontochile ulrichi* D e l o, *Phacops dentatus* Z. M a x., *Ph. saryarkensis* Z. M a x. и др. появились *Phacops pustulatus* Z. M a x., *Ph. rinoceras* Z. M a x., *Ph. fecundus degener* B a r r.

Комплекс флоры казахского горизонта по сравнению с нижнедевонским более разнообразен как в родовом, так и в видовом составе. Флора казахского горизонта содержит большое количество местных видов, не найденных в нижележащих отложениях. Типичные виды нижнего девона — *Parka* cf. *decipiens* F l e m., *Zosterophyllum* cf. *rhenanum* Kr. et W. и др. — в казахском горизонте уже не встречаются. Широко представлены псилофитовые, часть которых известна только в казахском горизонте — *Psilophyton balkhashensis* Sen k. sp. n. (in litt.), *Kaplunella lissa* Sen k. gen. et sp. n. (in litt.), *K. tulkebensis* gen. et sp. n. (in litt.).

Особенно характерно обилие плауновидных, среди которых в казахском горизонте впервые появляется типичный среднедевонский вид *Protolepidodendron scharianum* Kr., известный только из среднего девона Чехии, Шотландии, ГДР, ФРГ, Китая, Казахстана и Западной

Сибири. Широко распространен очень характерный вид *Blasaria sibirica* (K r y s h t.) Z a l. В Сибири, где *Blasaria sibirica* найдена впервые, она также приурочена к среднему девону. Среднедевонский возраст казахского горизонта подтверждает и род *Barrandeina*, характерный для живетского яруса Чехословакии, ФРГ, Казахстана. В Северном Прибалхашье *Barrandeina* обнаружена в казахском горизонте, что расширяет границы распространения рода. О среднедевонском возрасте казахского горизонта свидетельствует и *Barsassia ornata* Z a l., отмеченная в живетском ярусе (барзасская свита) Кузнецкого бассейна.

Таким образом, анализ органических остатков и стратиграфическое положение горизонта свидетельствуют о принадлежности казахского горизонта к нижней части среднего девона.

Бесобинский горизонт

Бесобинский горизонт развит только на юго-востоке района и не известен западнее р. Ащизек. Обычно наблюдается постепенный переход образований казахского горизонта в отложения бесобинского, и только в районе гор Кызылжал (рис. 2, III) отмечено стратиграфическое несогласие между ними. Бесобинский горизонт сложен в основном табачными, табачно-зелеными разнотернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями и линзами известняков, часто песчанистых и глинистых. Встречаются углистые алевролиты и тощие маломощные угли; очень редки прослои пепловых туфов и туфов дацитовых порфиров. Существенно осадочный характер разреза с заметным количеством карбонатных пород отличает бесобинский горизонт от более пестрых по составу, преимущественно туфогенно-осадочных отложений казахского и айдарлинского горизонтов. Мощность бесобинского горизонта колеблется от 140 до 400 м.

Ранее (Каплун, 1966) нижняя граница бесобинского горизонта проводилась в основании характерной маркирующей пачки конгломератов (обычно мелкогалечных) и гравелитов с галькой кремнистых пород и кварцитов (рис. 2, IV, пачка 21; V, пачка 2; VI, пачка 5 и VII, пачка 9). В результате дополнительных сборов растительных остатков установлено, что флора в отложениях, подстилающих и перекрывающих пачку гравелитов и конгломератов, представлена единым комплексом, что позволяет и эту часть разреза относить к казахскому горизонту. Эти конгломераты являются внутрiformационными, и литологический признак в данном случае не может быть принят во внимание при установлении границы между горизонтами. Граница между ними проходит стратиграфически выше — в основании тех отложений, где комплекс фауны и флоры существенно меняется.

На основании анализа палеонтологического материала, собранного из изученных разрезов, выявлен характерный для бесобинского горизонта комплекс органических остатков. Криноидеи представлены *Hexacrinites* aff. *humilicarinatus* Yelt., *Cupressocrinus crassus* Goldf., *Cupr. abbreviatus* Goldf., *Dactylocrinus* (?) ex gr. *spiniferus* Yelt., *Rhodocrinites* (?) *verus* Mill.; мшанки — *Hemitrypa* aff. *cornea* Nekh., *H. cf. mongolica* Nekh., *H. cf. bugusunica* Nekh., *Semicoscium* aff. *planiformis* K r a s n., *S. sublatius* P l a m. sp. n. (in coll.), *Loculipora perforata* Hall, *Polypora* cf. *belgebashensis* Nekh.; рыбы — *Dendrostella vulgaris* (S o s h k.), *Thamnophyllum tabulatum* Bulv., *Hexagonaria* sp., *Barrandeophyllum cantabricum* Kull., *Cystiphyllodes corneolum* (W d k d.), *Calceola sandalina sandalina* L., *Heliophyllum halli* EH., *Bethanyphyllum socterium* (S c h l.), *B. maximum*

Spassky, Stenophyllum spinulosum Soshk., *Multicarinothyllum multicarinatum* Spassky, *Grypophyllum striatum* (Soshk.); табуляты — *Cladopora* aff. *microcellularis* Dubat., *Cl. cylindrocellularis* Dubat., *Placocoenites medius* (Lec.), *Pl. obesus* Schark., *Coenites bachatensis* Dubat., *C. aff. bulvankerae* Dubat., *C. subramosus* Lec., *Syringopora* aff. *javorskyi* Tschud., *Thamnopora beliakovi* Dubat., *Th. cf. proba* Dubat., *Striatopora schandiansis* Dubat., *Gracilopora* ex gr. *acuta* Tschud., *Crassialveolites* ex gr. *crassus* Lec., *Cr. cf. mirus* Dubat., *Tyrganolites* cf. *beresovkaensis* Dubat., *Stelliporella kaplunae* Dubat., *Squameofavosites balchaschensis* Dubat., *Alveolitella* aff. *fecunda* (Salee), *Emmonsia* sp., *Heliolites* sp.; брахиоподы — *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* Wilck., *Schuchertella* sp., *Schellwienella* sp., *Protoleptostrophia* sp., *Atrypa* sp., *Spinatrypa* sp., *Chonetes* aff. *plebeja* Schn., *Ch. crenulata* Roem., *Ch. aff. sarcinulata* Schl., *Spinulicosta* ex gr. *spinulicosta* (Hall), *Delthyris besobensis* Kapl. sp. n. (in coll.), *Acrospirifer* cf. *gloriosus* Tjaz., *Brachyspirifer* sp., *Elythyna* sp., *Spinocyrtia* sp., *Schizospirifer* (?) sp., *Meristella* sp.; цефалоподы — *Pinacites jugleri* (Roem.); трилобиты — *Phacops* aff. *pustulatus* Z. Max.; пелециподы, гастроподы; флора — *Tamarella taeniata* Senk. gen. et sp. n. (in coll.), *Psilophyton* sp., *Dawsonites* sp., *Artschaliphyton unicum* Senk. gen. et sp. n. (in litt.)*, *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Betpakphyton rhombicum* Senk. gen. et sp. n. (in coll.).

Комплекс органических остатков бесобинского горизонта заметно отличается от комплекса казахского горизонта. Среди криноидей здесь впервые появляются представители рода *Cupressocrinus*. Виды *Cupressocrinus crassus* Goldf., *Cupressocrinus abbreviatus* Goldf. характерны для эйфельского яруса Западной Европы.

Обильно представлены приуроченные к прослоям известняков разнообразные кораллы — ругозы и табуляты. Родовой и видовой состав ругоз, по заключению Н. Я. Спасского, сопоставляется с фауной кальцеоловых слоев Урала, лосишенской свиты Алтая, шандинских слоев Кузбасса, что соответствует верхней части эйфельского яруса. Табуляты и гелиолитиды, по заключению В. Н. Дубатолова (1964), хотя и содержат много местных своеобразных видов, обнаруживают большое сходство с верхнеэйфельскими табулятами других районов СССР.

Фауна брахиопод бесобинского горизонта значительно беднее, чем в казахском горизонте, и имеет несколько иной родовой и видовой состав. Здесь впервые появились продуктиды, представленные *Spinulicosta* ex gr. *spinulicosta* (Hall); характерно обилие хонетид — *Chonetes* aff. *plebeja* Schn., *Chonetes crenulata* Roem. и др. Род *Delthyris* представлен новым видом *D. besobensis* Kaplun sp. n. (in coll.), появились первые элитины и спиноциртии. Значительно меньше спириферид, среди которых уже практически не встречаются представители рода *Euryspirifer*. Присутствует неизвестный в нижележащих отложениях *Acrospirifer gloriosus* Tjaz., впервые описанный А. П. Тяжевой из бейских слоев (верхний эйфель) Южного Урала.

В отложениях бесобинского горизонта цефалоподы редки, но представлены характерным для верхнего эйфеля *Pinacites jugleri* (Roem.).

Комплекс флоры бесобинского горизонта по сравнению с казахским отличается бедностью родового и видового состава. Основной

* Это растение ранее ошибочно относилось к *Gilboaphyton goldringiae* Arnold (Сенкевич, 1961).

фон как по количеству экземпляров, так и по широте ареала составляет среднедевонский *Protolepidodendron scharianum* Kr. Появился *Artschaliphyton unicum* Senk. gen. et sp. n. (in coll.), известный из отложений верхней половины среднего девона хребтов Чингиз и Тарбагатай. Обилён *Betpakphyton rhombicum* Senk. gen. et sp. n. (in coll.) — папоротникообразное растение, широко распространенное в среднем девоне Бетпак-Далы и животском ярусе Юго-Восточного Казахстана. К бесобинскому времени вымерла большая часть псилофитовых. Из плауновидных вымерли *Drepanophycus* aff. *gaspianus* Stockm. и *Blasaria sibirica* (Kryshch.) Zal.

Таким образом, на основании анализа фауны и флоры можно говорить о принадлежности бесобинского и казахского горизонтов к «эйфельскому» ярусу среднего девона.

Айдарлинский горизонт

Отложения айдарлинского горизонта развиты только на юго-востоке района, где мощность их максимальная (более 700 м в районе горы Катбас). С юго-востока на северо-запад мощность горизонта заметно уменьшается (74 м в районе Бала-Ащиозек), и затем горизонт выклинивается (Котанбулак, Сарыоба). На северо-западе известны только единичные выходы айдарлинского горизонта (район колодца Корсак); плодородного развития они там не имеют.

Айдарлинский горизонт представлен в нижней части пачкой известняков, известковистых песчаников, алевролитов и туффитов, содержащей комплекс фауны, резко отличающийся от комплекса подстилающих отложений. Мощность пачки колеблется от 17 до 66 м. Стратиграфически выше наблюдаются преимущественно мелкозернистые песчаники и туфопесчаники, алевролиты и пепловые туфы. Эта часть разреза содержит только растительные остатки. Туфогенно-осадочный айдарлинский горизонт отличается от существенно осадочного, содержащего прослой коралловых известняков, бесобинского горизонта и песчаникового разреза вышележащих отложений верхнего девона (майский горизонт). Мощность айдарлинского горизонта колеблется от 75 до 745 м.

На основании анализа палеонтологического материала, собранного послойно из изученных разрезов, установлен характерный для айдарлинского горизонта комплекс органических остатков. Криноидеи представлены *Hexacrinites* ex gr. *kulikovskiyi* Sis., *Pentagonocyclicus balensis* Sis. sp. n. (in coll.), *Cyclocyclicus echinatus* Yelt., *Kuzbassocrinus* sp.; мшанки — *Fenestella* cf. *loctevskensis* Nekh., *F.* aff. *buratinensis* Krasn., *Hemitrypa* cf. *mongolica* Nekh., *Reteporina* sp., *Polypora* sp.; ругозы — *Endophyllum abditum* (E. H.), *Disphyllum paschiense* (Soshk.), *Hexagonaria hexagona* Goldf., *Heliophyllum aiense* Soshk., *H. varioseptatum* Spassky, *Tabulophyllum planotabulatum* (Yoh.); табуляты — *Pleurodictyum* sp., *Craccialveolites* ex gr. *crassus* Lec., *Thamnopora* ex gr. *proba* Dubat., *Tyrgunolites* cf. *beresovkaensis* Dubat., *Striatopora* sp., *Gracilopora* sp., *Thamnopora* cf. *cervicornis* (Bl.); брахиоподы — *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* Wilck., *Protoleptostrophia* ex gr. *perplana* (Conr.), *Schaleria* (?) sp., *Praewaagenoconcha* sp., *Spinulicosta* ex gr. *spinulicosta* (Hall), *Chonetes* sp., *Atrypa* sp., *Delthyris katbasensis* Kapl. sp. n. (in coll.), *Mucrospirifer mucronatus* (Hall), *M. thedfordensis* Sch. et Gr., *M. megista* Stain., *Undispirifer* ex gr. *undiferus* (Roem.), *Spinocyrtia* sp., *Elythyna espensis* Kapl. sp. n. (in print), *Eichwaldia* sp.; трилобиты —

Phacops aff. *angulatus* Z. M a x., *Ph.* aff. *pustulatus* (var. *giganteus*) Z. M a x., *Ph. acutus* Z. M a x., *Acanthaloma* (? *Kettneraspis*) cf. *pigra* (B a r r.); флора — cf. *Dicranophyton niaysiensis* Z a l., *Artschaliphyton unicum* S e n k. gen. et sp. n. (in coll.), *Protolepidodendron scharianum* K r., *Prelepidodendropsis kornilovae* S e n k. gen. et sp. n. (in litt.), *Lepidodendropsis kazachstanica* S e n k., *Lepidodendropsis* cf. *quadrata* S e n k. sp. n. (in coll.), *Balkhashiodendron kiselevi* S e n k. et sp. n. (in coll.), *Tarbagataica mirabilis* S e n k., *Articulatae* sp. ind., *Protocephalopteris* sp., cf. *Betpakphyton rhombicum* S e n k. gen. et sp. n. (in coll.).

Комплекс фауны и флоры айдарлинского горизонта заметно отличается от комплекса органических остатков подстилающих отложений. Стала значительно беднее фауна кораллов — ругоз и табулят, изменился родовой и видовой состав брахиопод. Широко представлены спириферы группы *Mucrospirifer mucronatus* H a l l, которые как в Советском Союзе, так и за рубежом известны только с верхов среднего девона, — слои Гамильтон (D_3^2) Северной Америки, ольдойская свита (D_2^2) Дальнего Востока, айдарлинский горизонт Чингиза, Тарбагатай и Баянаульского района. *Undispirifer undiferus* (R o e m.) широко развит в живетских и франских отложениях Казахстана, Кузнецкого бассейна, Средней Азии, Англии, Моравии.

Комплекс флоры айдарлинского горизонта, как и казахского, отличается разнообразием родowego и видowego состава и содержит большое количество местных видов. Растительные остатки в породах айдарлинского горизонта встречаются повсеместно. Единичными экземплярами представлены псилофитовые — *Psilophyton* sp., cf. *Dicranophyton niaysiensis* Z a l. Последнее растение впервые описано М. Д. Залесским (1937) из нижней части верхнего девона восточного склона Урала и найдено в отложениях среднего девона Казахстана. Плауновидные составляют основной фон растительного комплекса; характерно большое количество новых родов и видов. Из ранее произраставших обнаружен среднедевонский *Protolepidodendron scharianum* K r. Род *Protocephalopteris*, установленный А. Р. Ананьевым (1959), встречен в среднем девоне Саяно-Алтайской области, Казахстана, Шпицбергена, Бельгии и Южной Африки. Род *Barrandeina*, руководящий для живетского яруса Чехословакии и Западной Норвегии, в Казахстане широко распространен в фаунистически охарактеризованных отложениях живета хребтов Чингиз, Тарбагатай, Каркаралинского района и в среднем девоне Северного Прибалхашья. *Lepidodendropsis kazachstanica* S e n k. характерен для отложений живетского яруса Казахстана.

Стратиграфически выше айдарлинского горизонта комплексы флоры и фауны изменяются: появляется характерное для верхнего девона растение — *Leptophloeum rhombicum* D a w s., брахиоподы — *Spinocyrtia ali* (N a l.), *Mucrospirifer novosibiricus* (T o l l.), *Gypidula* ex gr. *globa* S c h n. Таким образом, как палеонтологическая характеристика, так и стратиграфические взаимоотношения айдарлинского горизонта с подстилающими и перекрывающими отложениями свидетельствуют о принадлежности этих отложений к верхней части среднего девона — живетскому ярусу.

Выводы

Анализ литологического состава, мощностей и органических остатков среднедевонских отложений Северного Прибалхашья позволяет прийти к следующим выводам:

1. Среднедевонское осадконакопление непосредственно продолжало нижнедевонское и происходило в мелководном морском бассейне открытого типа, в котором обитала богатая и разнообразная фауна. Обилие растительных остатков указывает на близость суши и большое количество островов.

2. В казахское время осадконакопление происходило в обстановке общего погружения территории, которое сменилось к его концу поднятием, приведшим к общему обмелению бассейна. Об этом свидетельствует появление в верхней части разреза мелкогалечных конгломератов и гравелитов, а на отдельных участках — маломощных прослоев углистых алевролитов и углей.

3. В бесобинское и айдарлинское время тектонические движения дифференцировались. Юго-восток района испытывал постоянное погружение, северо-запад — поднятие. Максимально прогибающийся участок существовал, по-видимому, в районе Бесобы — Катбаса, где мощность среднего девона, включая казахский, бесобинский и айдарлинский горизонты, превышает 2600 м. Накопление осадков здесь происходило в устойчивом и длительно существовавшем прогибе. Интенсивность прогибания ослабевала в северо-западном направлении, и мощность отложений резко сокращалась. Северо-запад района в бесобинское, айдарлинское и франское время являлся областью поднятия и размыва, и только в фаменское время вся территория вновь испытывала погружение.

4. На основании анализа фауны установлена постоянная связь морского бассейна Северного Прибалхашья с морями Северной Америки и Западной Европы, а временами — с морями Урала, Кузбасса и Средней Азии. Когда эта связь прерывалась, развивались местные виды, присущие только данной зоогеографической провинции.

5. Флора среднего девона Северного Прибалхашья имеет в своем составе роды и виды, общие с Западной Сибирью, Западной Европой, Китаем и Америкой, но наряду с этим отличается обилием местных таксонов. В казахском горизонте преобладают псилофитовые, в айдарлинском — плауновидные.

6. Бесобинский горизонт по сравнению с казахским и айдарлинским горизонтами отличается бедностью родового и видового состава растений, что, вероятно, объясняется неустойчивым тектоническим режимом, связанным с ранневарисской фазой складчатости.

7. Оживление вулканической деятельности в айдарлинское время (туфогенно-осадочные породы) и обилие островов в морском бассейне по сравнению с бесобинским временем привели к пышному развитию растительности, обусловив разнообразие ее родового и видового состава.

В. Я. КОШКИН

О ВОЗРАСТЕ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

В Северо-Западном Прибалхашье, западнее г. Балхаша, на нижнем и среднем палеозое залегают толщи вулканитов верхнего палеозоя. Они образуют несколько крупных синклинальных структур (в своей основе вулcano-тектонических). Наиболее значительные — Кокдомбакская и Шенгильбайская синклинали — разделены узким антиклинальным перегибом, сложенным нижними горизонтами верхнепалеозойского разреза. Здесь же располагаются руины вулканов. Центральная часть Кокдомбакской синклинали прорвана одноименной интрузией гранодиорит-граносиенит-гранитного состава. В верхнепалеозойском вулканическом комплексе О. М. Гаек, М. К. Бахтевым и др. были выделены калмакэмельская (среднекаменноугольная) и керегетасская (средне-верхнекаменноугольная) свиты.

Разрез верхнепалеозойских образований в обобщенном виде следующий (наименование свит по О. М. Гаек и др.):

Калмакэмельская свита

1. Агломератовые лавы и туфы липаритового, трахидацитового состава, лахаровые брекчии, конгломераты. Мощность до 350 м.

2. Толща часто переслаивающихся осадочных и туфовых пород. Осадочные терригенно-вулканомиктовые отложения — песчаники, алевролиты, туффиты — преобладают в нижней части толщи, вверху господствуют витрокристаллокластические, реже средне-крупнообломочные слоистые туфы липаритового и трахилипаритового состава. Характерны зелено-серые, розовые, лилово-красные, желто-серые тона окраски. В верхней части туфовой пачки встречаются пресноводные известняки мощностью до 40 м. Общая мощность толщи, по данным М. К. Бахтеева, может достигать 700 м, но чаще она значительно меньше. В пачке осадочных пород, в 6 км юго-западнее горы Кокдомбак, в 1961 г. О. М. Гаек, а позднее М. К. Бахтеев собрали ископаемую флору *Noeggerathiopsis theodorii* Tschirk. et Z al., *N. cf. subangusta* Z al., *Desmiophyllum* sp., *Koretrophylites* sp., *Calamites* sp., *Pursongia* sp., *Crassinervia* sp. (определения М. И. Радченко и А. А. Майбороды).

3. Толща андезитов, андезито-дацитов с линзами вулканомиктовых песчаников. Местами появляются андезито-базальты. Окраска по-

род черно-зеленая, красно-бурая, серо-зеленая. Породы порфировые с вкрапленниками пироксена, роговой обманки, плагиоклаза. Мощность непостоянна — от 900 м на востоке Шенгильбайской и на западе Кокдомбакской синклиналей до выклинивания на антиклинальном перегибе между Кокдомбакской и Шенгильбайской синклиналями.

Керегетасская свита

1. Нижняя толща. Игнимбриты, игниспумиты, туфы трахилипаритового и липаритового состава сиреневого, темно-лилового, бурого цвета. Внизу встречаются конгломераты, покровы андезитов и андезито-дацитов. Мощность 600—880 м.

2. Верхняя толща. Игниспумиты и игнимбриты трахилипаритового, трахидацитового состава лилово-красного, шоколадного, серого цвета. Мощность до 500 м. В западных частях Кокдомбакской синклинали О. М. Гаек, Г. Т. Громов, О. Е. Балута собрали флору *Noeggerathiopsis theodorii* Tschirk. et Z al., *Calamites suckowii* Brongn., *Paracalamites* sp.

Комплекс ископаемой флоры как в нижних горизонтах калмакэмельской, так и в керегетасской свите, по заключению М. И. Радченко и А. А. Майборода, средне-верхнекаменноугольный, а некоторые формы встречаются в нижней перми.

Как показало изучение растительных комплексов верхнепалеозойских отложений центральной части Северного Прибалхашья (Калмакэмельский и Саянский районы), для калмакэмельской свиты характерна каламитовая флора, сменившая нижнекаменноугольный астерокаламито-лепидодендровый комплекс каркаралинской свиты. Калмакэмельский комплекс флоры представляют *Calamites suckowii* Brongn., *Cal. undulatus* Sternb., *Cal. cistii* Brongn., *Mesocalamites cistiformis* (Stur.) Hirm. Представители рода *Noeggerathiopsis* появляются в керегетасской свите, а паракаламиды — только в колдарской свите. Род *Crassinervia* в Северном Прибалхашье не известен ниже отложений кызылкинской свиты верхов нижней — низов верхней перми.

Широко распространенный в Северо-Западном Прибалхашье *Noeggerathiopsis theodorii* известен в отложениях так называемой кармысской свиты, относящейся к низам верхней перми и составляющей единое целое с кызылкинской свитой. Таким образом, комплекс растительных остатков из верхнепалеозойских отложений Северо-Западного Прибалхашья бесспорно моложе калмакэмельского.

Сравнение разрезов условно калмакэмельской свиты Северо-Западного Прибалхашья со стратотипом в Калмакэмельской синклинали выявляет отсутствие сходства между ними. Калмакэмельская свита сложена андезито-дацитовыми туфами, реже лавами и лишь местами в верхах появляются кислые вулканиты. По составу и особенностям вулканических пород разрез Северо-Западного Прибалхашья, объединяющий ранее выделяемые калмакэмельскую и керегетасскую свиты, очень близок к кызылкинской свите Северо-Восточного Прибалхашья. Это проявляется в контрастном сочетании вулканических пород средне-основного и кислого состава повышенной щелочности.

В 1969 г. автор сделал повторные сборы растительных остатков из нижней туфогенно-осадочной толщи, ранее относимой к калмакэмельской свите, с целью уточнения ее возраста. Из этой коллекции К. З. Сальменова определила *Petscheria angusta* Radcz., *Crassinervia arta* Radcz., *Lepeophyllum* sp., *Noeggerathiopsis* sp. Данный комплекс является бесспорно пермским, а скорее даже позднепермским,

судя по присутствию *Petscheria angusta* и *Crassinervia arta*. Представители этих родов известны в Северо-Восточном Прибалхашье, начиная с кызылкийинской свиты, но главным образом — в кармысской свите с верхнекузнецким типом растительного комплекса*.

Сопоставляя вещественный состав верхнепалеозойских вулканогенных толщ Северо-Западного Прибалхашья и содержащиеся в них ископаемые растения с верхнепалеозойскими образованиями Северо-Восточного Прибалхашья, мы убеждаемся в необходимости отнесения ранее выделявшихся калмакэмельской и керегетасской свит Кокдомбакской, Шенгильбайской и других синклиналей к кызылкийинской свите. Здесь скорее всего развиты верхние части этой свиты, уже переходящие в верхнюю пермь. Изучение разрезов кызылкийинской свиты в Северо-Восточном Прибалхашье показало известную самостоятельность отдельных толщ, входящих в состав свиты. Местами разрез свиты начинается с довольно высоких по положению горизонтов.

Установление принадлежности вулканических пород Кокдомбакской и Шенгильбайской синклиналей к кызылкийинской свите меняет представление о возрасте кокдомбакского (по О. М. Гаек — топарского) интрузивного комплекса. Время становления комплекса — не начало позднего карбона, как это считалось до сих пор, а начало поздней перми. Кокдомбакский интрузивный комплекс соответствует ушобинскому монцоитоидному интрузивному комплексу Северо-Восточного Прибалхашья с теми же характерными признаками состава и строения. Весьма существенно и то обстоятельство, что граниты калдырминского интрузивного комплекса, которым приписывается позднекаменноугольный возраст, рвут кокдомбакские интрузивы (прорывание Бертыским интрузивом Шубартауского у Балхаша). Таким образом, калдырминские граниты имеют еще более молодой позднепермский возраст.

Выводы, которые вытекают из новых данных о возрасте вулканических и интрузивных пород Шенгильбайской и Кокдомбакской синклиналей, имеют прямое отношение к истории вулканизма западной части Токрауско-Баканасского вулканического пояса. Сопоставление разрезов, дополняемое новыми полными сборами органических остатков, свидетельствует о широком развитии ниже-верхнепермских вулканических пород кызылкийинской свиты. Нам представляется, что кызылкийинский вулканизм по масштабам и площади проявления намного превосходил вулканизм калмакэмельско-колдарского периода. По периферии Токрауско-Баканасского пояса вулканы и продукты извержений располагались непосредственно на среднепалеозойском основании. Несмотря на значительные изменения ареалов вулканической деятельности на протяжении позднего палеозоя, в целом Токрауско-Баканасский вулканический пояс является единой магматической структурой, в которой смещения магматических зон с запада на восток не происходило.

* По последним данным, кызылкийинская и кармысская свиты представляют единое геологическое образование, именуемое в целом кызылкийинской свитой, возрастной диапазон которой — вторая половина ранней перми — нижняя часть поздней.

НОВЫЕ ДЕВОНСКИЕ ПЛАУНОВИДНЫЕ

В 1954 г. в Северном Казахстане из толщи палевых тонкозернистых песчаников, относимых условно к верхнему девону, нами были собраны многочисленные фрагменты облиственных стеблей, определенные как *Gilboaphyton goldringiae* Arnold (Сенкевич, 1956, 1961). Ч. Арнольд при описании *Gilboaphyton goldringiae* Arn. основное внимание обращал на филлоиды, которые на его экземплярах видны только в профиль и имеют, как большинство девонских плауновидных, шиповидное очертание. Форма листовых рубцов Арнольдом не была описана, тогда как на изображении (Arnold, 1937, табл. 1) они выглядят круглыми несоприкасающимися. Исходя из этих особенностей растения, мы ошибочно отнесли казахстанское плауновидное к *Gilboaphyton goldringiae* Arn., но, как показало дальнейшее изучение, казахстанское и американское плауновидные являются различными растениями. Казахстанское растение остается в семействе *Drepanophycaceae* и названо нами *Artschaliphyton unicum* Senkevitch gen. et sp. nov., а *Gilboaphyton goldringiae* Arn. на основании правильной шестиугольной формы листовых рубцов, наличия круглого рубчика листового следа, расположенного в центре листового рубца, отнесен Р. Крейзелем и Г. Вейландом (Kräusel und Weyland, 1949) к семейству *Archaeosigillariaceae*, к виду *Archaeosigillaria vanuxemi* (Goerpp.) Kid. Вопрос о систематической принадлежности *G. goldringiae* Arn. детально разобран в работе Дж. Гриерсона и Х. Бэнкса (Grierson and Banks, 1963).

В 1962 г. А. К. Мясников в Северо-Восточном Прибалхашье из песчаников, относимых по фауне к живетскому ярусу, собрал фрагменты необычной коры с прямоугольно очерченными листовыми подушечками и крупным эллипсовидным листовым рубцом. Позже, в 1963 г., Б. Л. Исаковым на южных склонах хребта Тарбагатай в толще песчаников, содержащей *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk., *Archaeosigillaria* sp. и свидетельствующей о живетском возрасте осадков, также были встречены отпечатки коры плауновидных с прямоугольными листовыми подушечками, листовым рубцом и отпечатком проводящего пучка, расположенным в нижней части подушечек. До сих пор из отложений девона не были известны плауновидные с листовыми рубцами, расположенными в нижней части листовых подушечек, поэтому мы, не-

смотря на недостаточно хорошую сохранность материала, решили описать казахстанское растение под названием *Tarbagataica mirabilis* gen. et sp. nov., не уточняя систематической принадлежности его до более полных сборов.

Приведем описание этих, весьма своеобразных девонских плауновидных.

СЕМЕЙСТВО *DREPANOPHYCACEAE* K R Ä U S E L ET W E Y L A N D, 1949

Род *Artschaliphyton* Senkevitch, gen. nov.

Название рода от р. Арчалы.

Gilboaphyton; Сенкевич, 1956, стр. 342; Сенкевич, 1961, стр. 160.

Типовой вид — *A. unicum* sp. nov. средний девон; Северный Казахстан, р. Арчалы.

Диагноз. Травянистые растения, стебли прямые или незначительно изогнутые, дихотомически или моноподиально ветвящиеся, густо покрытые филлоидами, неопавшими, жесткими, копьевидной формы, с зубчатым краем; на молодых стеблях они расположены по не всегда ясно выраженным спиральным рядам, на старых — спиральными и вертикальными рядами. Листовые рубцы круглые или слегка овальные, несоприкасающиеся, четко оконтурены. Рубчик листового листа маленький, точковидный, помещается в центре листового рубца. Проводящий пучок в виде плоского ребра проходит из стебля через весь филлоид. Спороангии не известны.

Видовой состав. Типовой вид.

Сравнение. От близких родов *Drepanophycus* Goerpert, 1852 и *Lidasimophyton* Senkevitch, 1961 новый род отличается круглыми листовыми рубцами, ясно оконтуренными, расположенными на молодых побегах спиральными рядами, на старых — спиральными и четко выраженными вертикальными рядами, копьевидной формой филлоидов, тогда как у *Lidasimophyton* листовые рубцы округло-продолговатые, слабо оконтурены, расположены нечетко выраженными спиральными рядами, филлоиды шиповидные. У *Lidasimophyton* круглые листовые рубцы окружены радиально расходящимися морщинками и расположены в шахматном порядке на молодых побегах и спиральными рядами на старых, филлоиды мясистые, с широкотреугольным основанием, постепенно переходящим в узкую пальцеобразную верхнюю часть.

Artschaliphyton unicum Senkevitch, sp. nov.

Табл., рис. 1

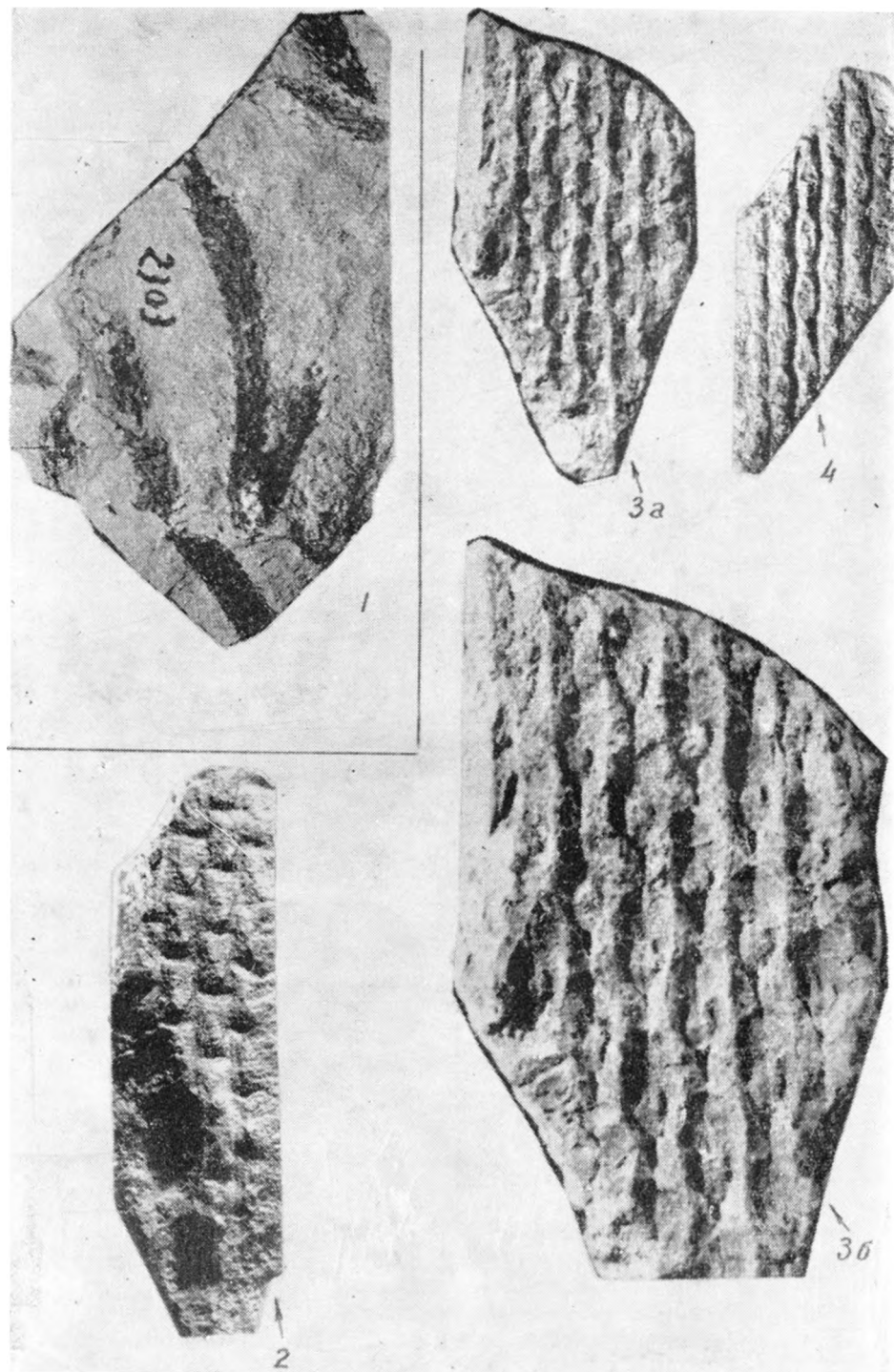
Название вида от *unicum* (лат.) — единственный, уникальный.

Gilboaphyton goldringiae; Сенкевич, 1956, стр. 342; Сенкевич, 1961, стр. 160.

Голотип. Музей ЮКГУ, № 20/90; Северный Казахстан, правобережье р. Арчалы; средний девон.

Описание. Подробное описание вида приведено в работе М. А. Сенкевич (1961).

Сравнение. То же, что и для рода, так как род является монотипным.



Фотография флоры. 1—*Artschaliphyton unicum* Senkevitsch gen. et sp. nov.; голотип № 20/90, противоотпечаток облиственного дихотомически ветвящегося стебля; Северный Казахстан, р. Арчалы; средний девон. 2—4—*Tarbagataica mirabilis* Senkevitsch gen. et sp. nov.: 2—голотип № 20/91, противоотпечаток фрагмента коры с прямоугольными листовыми подушечками; Северное Прибалхашье, к востоку от гранитного массива Бесоба; живетский ярус; 3—экз. № 3955, отпечаток фрагмента коры: а—нат. раз., б—при увеличении 2, Восточный Казахстан, южный склон хребта Тарбагатай; живетский ярус; 4—экз. № 1469 а, противоотпечаток фрагмента коры; Северное Прибалхашье, к востоку от гранитного массива Бесоба; верхний девон.

Геологическое и географическое распространение. Верхнеэфельское и живетское время; Казахстан.

Материал. Более 80 облиственных фрагментов стеблей из четырех местонахождений; более 150 отпечатков и противоотпечатков стеблей из 20 местонахождений.

СЕМЕЙСТВО *LYCOPSIDA INCERTAE SEDIS*

Род *Tarbagataica* Senkevitsch, gen. nov.

Название рода от хр. Тарбагатай.

Типовой вид: *Tarbagataica mirabilis* sp. nov.; средний девон, живетский ярус; Казахстан, хр. Тарбагатай.

Диагноз. Древовидные растения; кора покрыта листовыми подушечками, соприкасающимися, прямоугольными, гладкими, незначительно выпуклыми, расположенными в спиральных и вертикальных рядах. Листовой рубец крупный, эллипсовидный, помещается в нижней половине листовой подушечки. Рубчик от проводящего пучка маленький, круглый, расположен в нижней части листового рубца. Спороношение не известно.

Видовой состав. Типовой вид.

Сравнение. Наиболее характерной особенностью выделяемых в новый род растений является положение листового рубца. В настоящее время известно очень немного плауновидных, у которых листовой рубец расположен в нижней части листовой подушечки. Это *Lepidophloios* Sternberg, 1825 и *Pholidophloios* Zalesky, 1934, от которых *Tarbagataica* отличается примитивностью строения — отсутствием парихи и лигулы. Утеря филлоидов до захоронения и неизвестные органы спороношения не позволяют уточнить систематическую принадлежность казахстанского растения, поэтому *Tarbagataica* отнесена к *Lycopsida incertae Sedis*.

Tarbagataica mirabilis Senkevitsch, sp. nov.

Табл., рис. 2—4

Название вида от *mirabilis* (лат.) — удивительный.

Голотип. Музей ЮКГУ, № 20/91; Восточный Казахстан, хр. Тарбагатай; средний девон, живетский ярус.

Описание. В ископаемом состоянии известна только кора, несущая листовые подушечки. Лучшей сохранности экземпляры 60—70 мм длиной и 20—30 мм шириной. Все остатки растения до захоронения испытали значительный перенос, и многие утеряли не только филлоиды, но и эпидермальный слой коры. Листовые подушечки прямоугольного очертания, длиной 5,5—9,2 мм, шириной 3—5 мм, незначительно выпуклые, соприкасающиеся, расположены в спиральных и вертикальных рядах; последнее расположение является более четким. Прямоугольные контуры листовых подушечек сохраняются также и на молодых ветвях. Таким образом, угловатые очертания листовых подушечек — характерная особенность описываемого растения. В нижней половине подушечки различим эллипсовидный листовой рубец длиной 3,8—4 мм, шириной 2,5 мм.

Очень интересны отпечатки более глубоких слоев коры (см. табл., рис. 3). У этих экземпляров угловатость очертаний листовых подушечек проявляется менее четко и на первый взгляд они кажутся удли-

ненно-овальными; длина подушечек 10—11 мм, ширина 4,5 мм. Листовой рубец эллипсовидный и короткоэллипсовидный, 5 мм длины и 3 мм ширины, с несколько удлинненным нижним концом, к которому примыкает усеченно-конусовидное углубление, по-видимому, представляющее собой отпечаток проводящего пучка, ширина которого 1,2—1,3 мм. Проводящий пучок под очень косым углом уходил под листовой рубец. Такое круто косое расположение проводящего пучка обусловило у отпечатков, потерявших до захоронения эпидермальный слой, смещение пучка за контуры листового рубца. На отпечатках листовая подушечка симметрично разделена на две части тонкой бороздкой, пробегающей всю подушечку; в верхнем конце подушечки бороздка более глубокая; происхождение ее неясное.

Сравнение. То же, что и для рода, так как род является монотипным.

Геологическое и географическое распространение. Живетское время среднего девона, хр. Тарбагатай и Северо-Восточное Прибалхашье; верхний девон, Северо-Восточное Прибалхашье.

Материал. 15 экз. отпечатков и противоотпечатков фрагментов коры: 10 экз. найдено на южном склоне хр. Тарбагатай, в районе села Подгорного; 5 экз. — в Северо-Восточном Прибалхашье, к востоку от гранитов Бесоба. Экземпляры удовлетворительной сохранности.

М. М. МАРФЕНКОВА

СТРАТИГРАФИЯ И ФОРАМИНИФЕРЫ НАМЮРСКОГО ЯРУСА ЮЖНОЙ БЕТПАК-ДАЛЫ И ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Отложения нижнего карбона широко развиты в Южной Бетпак-Дале (Тесбулакская, Кызылтузская, Сарыкамысская, Каракольская, Коктальская, Кишкинесорская мульды). Кроме того, они вскрыты глубокими буровыми скважинами под мощным чехлом рыхлых отложений мезозой-кайнозоя в Чуйской впадине.

Первые указания на морские отложения среднего палеозоя мы находим у Д. И. Яковлева. Им же были описаны и песчаники, залегающие выше фаунистически охарактеризованных отложений и сопоставляемые с джезказганской свитой среднего — верхнего карбона. В последующие годы стратиграфию описываемого района изучали многие исследователи. Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская провели по-ярусное деление нижнего карбона в Тесбулакской мульде и в районе сора Буралкенентуз. М. И. Александрова в результате исследований, проведенных в 1946—1961 гг., дала более дробное расчленение нижнего карбона, выделив турнейский, визейский и намюрский ярусы. В последнее десятилетие в Южной Бетпак-Дале и Чуйской впадине проводили детальные поисково-съёмочные и тематические работы И. В. Хохлов, С. Г. Токмачева, Л. М. Палец, М. Г. Бияшев, Б. И. Вовк, С. Я. Шувалов, С. Б. Бакиров, Г. П. Филиппев, А. Г. Пламенская, Э. М. Падве, М. М. Марфенкова.

Отложения намюрского яруса в Южной Бетпак-Дале (Кызылтузская и Каракольская мульды) впервые выделены М. И. Александровой (1948). Они представлены терригенными образованиями, заключающими остатки каламитов и согласно залегающими на фаунистически охарактеризованном верхнем визе. В 1964 г. эта часть разреза С. Г. Токмачевой отнесена к таскудукской свите намюра — башкирского яруса. При дальнейших исследованиях нижнего карбона (1961—1966 гг.) получены новые стратиграфические и палеонтологические данные, на основании которых из песчаниково-карбонатной части разреза, ранее относимой М. И. Александровой к яговкинским слоям (среднее и верхнее визе), выделены фаунистически охарактеризованные отложения намюра.

Отложения намюра повсеместно залегают в единых структурах с визейским ярусом и представлены очень близкими фациями — органическими, оолитовыми и микрозернистыми известняками, переслаивающимися с тонкообломочными терригенными породами. Поэтому проведение границы намюра по литологическим признакам очень

затруднено. Нижняя граница намюрского яруса устанавливается по смене комплексов фораминифер с учетом изменения особенностей осадконакопления. В нижнем карбоне, особенно в намюре, широко развиты отложения с архедисцидовым комплексом фораминифер, в котором преобладают формы с зазубренной поверхностью внутренних

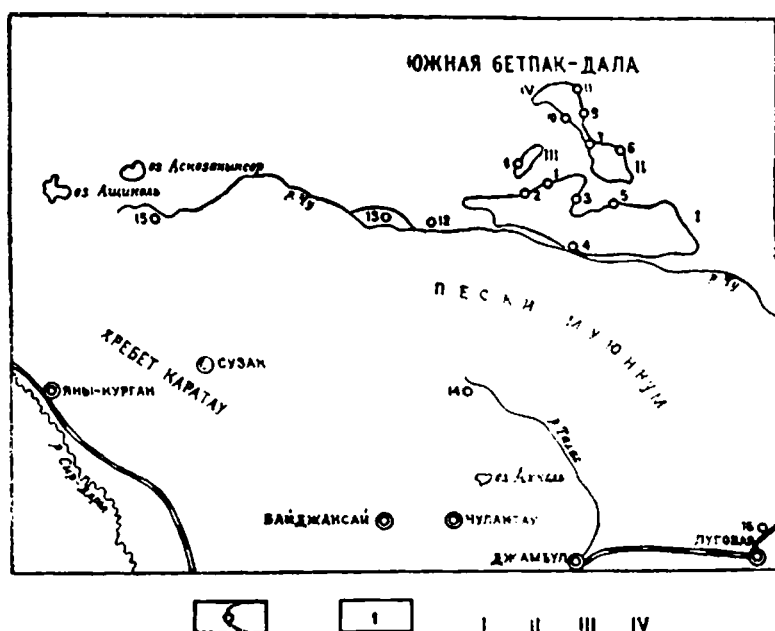


Рис. 1. Обзорная карта Южной Бетпак-Далы и Чуйской впадины. Разрезы, охарактеризованные фауной: I — Кызылтузская мульда — 1, 2, 3, 4, 5; II — Кыпкинаторская мульда — 6, 7; III — Сарыкамьсская мульда — 8; IV — Коктаальская мульда — 9, 10, 11; разрезы по скважинам — 12, 13, 14, 15, 16.

оборотов: *Asteroarchaediscus rugosus*, *Ast. baschkiricus*, *Ast. pustulus*, *Neorchaediscus postrugosus*, *N. timanicus*, *N. incertus*, *Eostaffella protvae* и др. В намюре многочисленны представители *Spiroplectamina minima*, *Sp. exotica*, *Tetrataxis dzhezkazganicus*, *T. ovalis*, *T. aff. kingicus*. Комплекс фораминифер по возрасту отвечает намюрскому ярусу и близок к комплексам белеутинского горизонта Джезказганской впадины Центрального Казахстана, протвинского горизонта и низов башкирского яруса Подмосковной котловины и западных склонов Урала (р. Шартымка). Нижняя граница намюрского яруса не всегда совпадает по данным разных групп фауны. Комплексы брахиопод и мшанок верхов визе и намюрского яруса не имеют резких отличий.

Фораминиферы как группа, наиболее быстро изменяющаяся во времени и чутко реагирующая даже на незначительное изменение условий обитания, появляются и широко распространяются раньше других групп фауны. Верхняя граница намюрских, фаунистически охарактеризованных отложений проводится по смене песчаниково-карбонатных фаций терригенными, преимущественно красноцветными песчаниками с редкими прослоями мергелистых окатышей таскудукской свиты намюра — башкирского яруса.

Наиболее полные разрезы, документируемые различными группами фауны (фораминиферы, брахиоподы, мшанки), составлены в Кызылтузской мульде и, по данным глубокого бурения, — в Чуйской

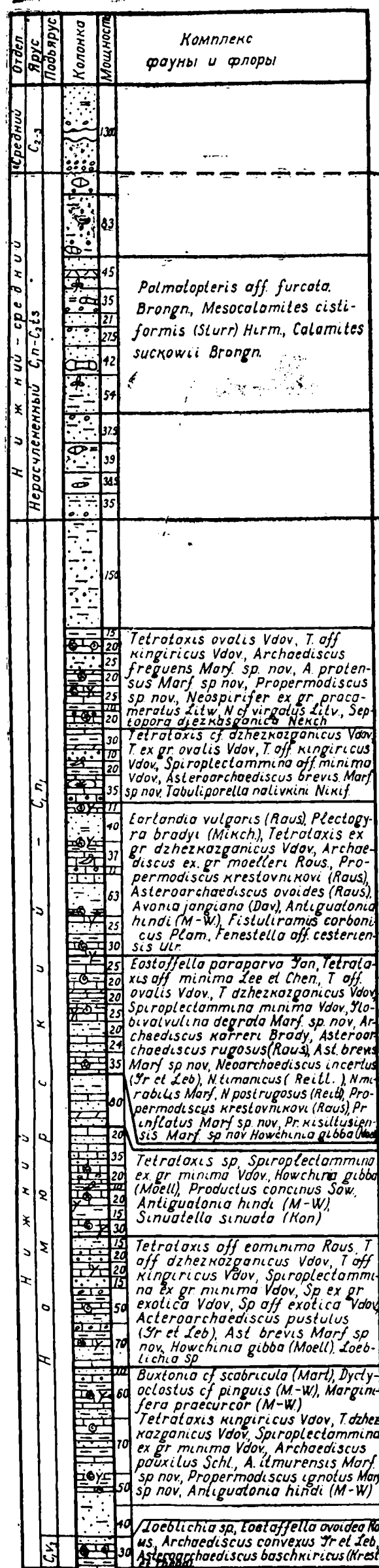
льдаине. В Сарыкамышской, Коктальской и Кишкинесурской мульд-
дах известна только нижняя часть намюрского яруса.

Изучение намюрского яруса позволило выявить важнейшие осо-
бенности отдельных частей разреза. Для нижней части намюрского
яруса характерно переслаивание темно-бурых косослоистых мелко-
зернистых песчаников и органогенных известняков; мощность про-
слоев последних составляет 0,5 м. В средней части преобладают орга-
ногенные известняки и мергели. В верхах развиты преимущественно
терригенные образования (аргиллиты, алевролиты, песчаники с ма-
ломощными прослоями известняков). Разрез венчает пачка бутылоч-
но-зеленых аргиллитов и алевролитов. Один из наиболее полных раз-
резов намюрского яруса составлен на северо-западном крыле Кызыл-
тузской мулды (снизу вверх):

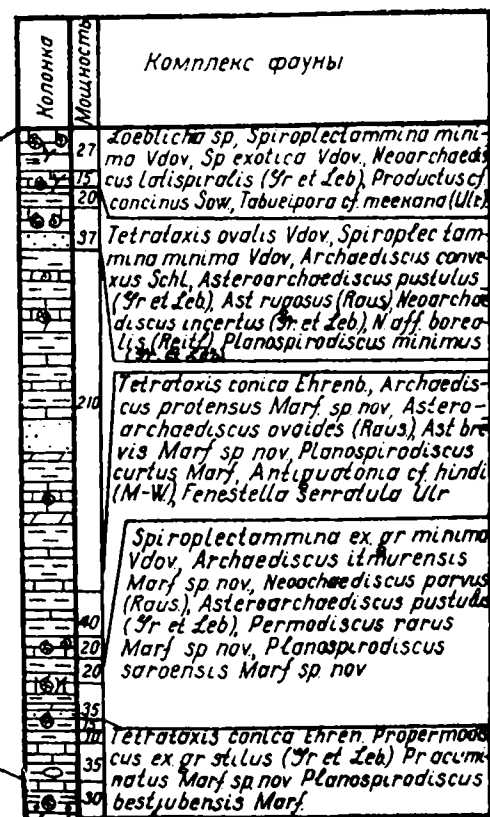
1. Темно-бурые косослоистые мелкозернистые песчаники, переслаивающиеся с орга-
ногенными известняками и серо-зелеными мелкозернистыми песчаниками 40 м.
2. Зелено-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники 25 м.
3. Серые и почти черные известняки (прослой до 0,5—1 м) с фораминиферами
Tetrataxis dzhzhkazganicus V d o v., *T. ovalis* V d o v., *Planoarchaediscus planus*
M a r f. sp. nov. 10 м.
4. Темно-серые кристаллические известняки с *Archaediscus karreri* B r a d y, *Tetra-*
taxis dzhzhkazganicus V d o v. 50 м.
5. Темно-серые, почти черные органогенные известняки с *Tetrataxis eominima*
R a u s., *T. aff. kingiricus* V d o v., *Spiroplectammina* ex gr. *minima* V d o v., *Archae-*
discus pauxilus S c h l., *A. itmurensis* M a r f. sp. nov., *Echinoconchus subelegans*
(T h o m.), *Antiquatonia hindi* (M.-W.) 50 м.
6. Черные органогенные известняки с *Echinoconchus subelegans* (T h o m.), *Margini-*
fera praecursor (M.-W.) 3 м.
7. Серо-зеленые мелкозернистые известковистые полимиктовые песчаники с остат-
ками пелеципод и гастропод 8 м.
8. Зелено-серые полимиктовые песчаники 25 м.
9. Темно-серые, почти черные известняки с *Antiquatonia hindi* (M.-W.) 5 м.
10. Темно-серые мергелистые известняки 6 м.
11. Зелено-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с би-
ризовыми аргиллитами 14 м.
12. Черные известняки с *Howchinia gibba* (M o e l l.), *Sinuatella sinuata* (K o n.),
Antiquatonia hindi (M.-W.), *Neospirifer* ex gr. *tschulakensis* L i t w., *N.* ex gr. *vir-*
gatus L i t w. 9 м.
13. Розовато-серые известняки, переслаивающиеся с серыми алевролитами с остатка-
ми брахиопод, аналогичных встреченным в слое 12 8 м.
14. Темно-серые микрокристаллические известняки с мелкими брахиоподами 24 м.
15. Светло-серые плотные известняки 2 м.
16. Темно-серые оолитовые известняки с фораминиферами *Tetrataxis dzhzhkazganicus*
V d o v., *T. aff. kingiricus* V d o v., *Spiroplectammina* ex gr. *minima* V d o v., *Aste-*
roarchaediscus pustulus (G r. et L e b.), *Ast. brevis* M a r f. sp. nov. 16 м.
17. Зелено-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники с остатками пелеципод 16 м.
18. Черно-бурые плотные известняки со *Spiroplectammina exotica* V d o v. 3 м.
19. Серые известковистые мелкозернистые песчаники 10 м.
20. Серые плотные известняки 2 м.
21. Зеленовато-серые среднезернистые полимиктовые песчаники 6 м.
22. Розовато-бурые мергелистые известняки 2 м.
23. Зеленовато-серые полимиктовые мелкозернистые песчаники 3 м.
24. Розовато-бурые мергелистые известняки (мергели) с остатками пелеципод 2 м.
25. Темно-серые крупнозернистые известняки и аргиллиты 30 м.
26. Красно-бурые мелкозернистые полимиктовые песчаники 3 м.
27. Черные плотные криптозернистые известняки 12 м.
28. Зелено-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники 10 м.
29. Буровато-черные песчаные известняки, переполненные битыми раковинами
брахиопод 5 м.

30. Зеленовато-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники 10 м.
31. Черные органогенные известняки с *Howchinia* sp., *Echinoconchus elegans* (M. Co y), *Productus concinnus* S o w., *Antiquatonia hindi* (M.-W.) 35 м.
32. Зелено-серые и темно-серые мелкозернистые известковистые песчаники и голубовато-зеленые аргиллиты 17 м.
33. Темно-серые плотные криптозернистые известняки с прослоями зеленых аргиллитов с *Earlandia elegans* (R a u s. et R e i t l.), *Glomospira gordialis* J o n. et P a r k., *Howchinia gibba* (M o e l l.), *Avonia youngiana* (D a v.), *Productus concinnus* S o w., *Antiquatonia hindi* (M.-W.) 17 м.
34. Переслаивающиеся зелено-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники и голые аргиллиты 12 м.
35. Серые известняки с *Avonia youngiana* (D a v.), *Productus* cf. *concinnus* S o w. 14 м.
36. Зелено-бирюзовые мелкозернистые полимиктовые песчаники и темно-серые и зелено-серые аргиллиты 25 м.
37. Темно-серые органогенные известняки со *Spiroplectamina minima* V d o v., *Sinuatella sinuata* (K o n.), *Antiquatonia hindi* (M.-W.) 10 м.
38. Темно-серые песчаные криптозернистые известняки 40 м.
39. Красно-бурые мелкозернистые полимиктовые песчаники 8 м.
40. Темно-серые плотные криптозернистые известняки 6 м.
41. Табачно-зеленые мелкозернистые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми, почти черными известняками и мергелями 80 м.
42. Темно-серые органогенные известняки с *Echinoconchus elegans* (M. Co y), *Productus concinnus* S o w., *Antiquatonia hindi* (M.-W.) 30 м.
43. Табачно-зеленые алевролиты 2 м.
44. Черные известняки 24 м.
45. Зеленые мелкозернистые полимиктовые песчаники и темно-серые аргиллиты 20 м.
46. Черные органогенные известняки с *Eostaffella* aff. *paraparva* G a n, *Tetrataxis* aff. *ovalis* V d o v., *T. dzhezhazganicus* V d o v., *Spiroplectamina minima* V d o v., *Asteroarchaediscus rugosus* (R a u s.), *Ast. brevis* M a r f. sp. nov., *Neoarchaediscus incertus* (G r. et L e b.), *N. timanicus* (G r. et L e b.), *N. mirabilis* M a r f. sp. nov., *N. postrugosus* (R e i t l.), *Propermodiscus krestovnikovi* (R a u s.), *Pr. inflatus* M a r f. sp. nov., *Howchinia* ex gr. *gibba* (M o e l l.) 25 м.
47. Темно-серые алевролиты 2 м.
48. Черные известняки с *Tetrataxis* sp., *Neospirifer* sp. 13 м.
49. Светло-серые криноидные известняки со *Spiroplectamina* aff. *minima* V d o v. 5 м.
50. Черные плотные микрокристаллические известняки 20 м.
51. Темно-серые алевролиты 4 м.
52. Черные известняки 23 м.
53. Черные и серые криптозернистые известняки с *Sinuatella sinuata* (K o n.), *Antiquatonia khimenkovi* (J a n.), *Neospirifer* cf. *djenaius* (L i t w.), *N. procameratus* L i t w. 30 м.
54. Светло-серые известняки с обильными *Antiquatonia hindi* (M.-W.), *Neospirifer* cf. *procameratus* L i t w. 15 м.
55. Светло-серые органогенные известняки с колониальными кораллами, фораминиферами и брахиоподами — *Earlandia elegans* (R a u s. et R e i t l.), *Earl. vulgaris* (R a u s.), *Howchinia gibba* (M o e l l.), *Punctospirifer kinjebaevi* L i t w., *Antiquatonia hindi* (M.-W.), *Neospirifer* cf. *procameratus* L i t w. 13 м.
56. Темно-серые алевролиты 5 м.
57. Темно-серые криптозернистые известняки 1 м.
58. Серые, серо-зеленые и темно-серые переслаивающиеся алевролиты и мелкозернистые полимиктовые песчаники 45 м.
59. Бурые мелкозернистые известковистые песчаники 8 м.
60. Черные оолитовые известняки 11 м.
61. Черно-бурые плитчатые криптозернистые известняки, переслаивающиеся с черными мергелями *Asteroarchaediscus ovoides* (R a u s.), *Antiquatonia* cf. *hindi* (M.-W.) 30 м.
62. Черные известняки с *Plectogyra* cf. *brady* (M i k h.), *Archaediscus* ex gr. *moelleri* R a u s., *Propermodiscus krestovnikovi* (R a u s.), *Echinoconchus* cf. *elegans* (M. Co y), *Avonia youngiana* (D a v.), *Antiquatonia hindi* (M.-W.) 7 м.
63. Темно-серые алевролиты 10 м.
64. Зелено- и темно-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники 30 м.
65. Светло-серые криптозернистые известняки с фауной пелеципод и брахиопод 14 м.
66. Черные и серые оолитовые известняки, переслаивающиеся с серыми криптозернистыми известняками с *Tetrataxis* aff. *kingiricus* V d o v., *Asteroarchaediscus brevis* M a r f. sp. nov., *Howchinia gibba* (M o e l l.) 35 м.
67. Темно-серые кристаллические известняки с фораминиферами *Archaediscus harreri* B r a d y, *A. harreri* var. *nana* R a u s., *Neoarchaediscus* aff. *minimus* (G r. et

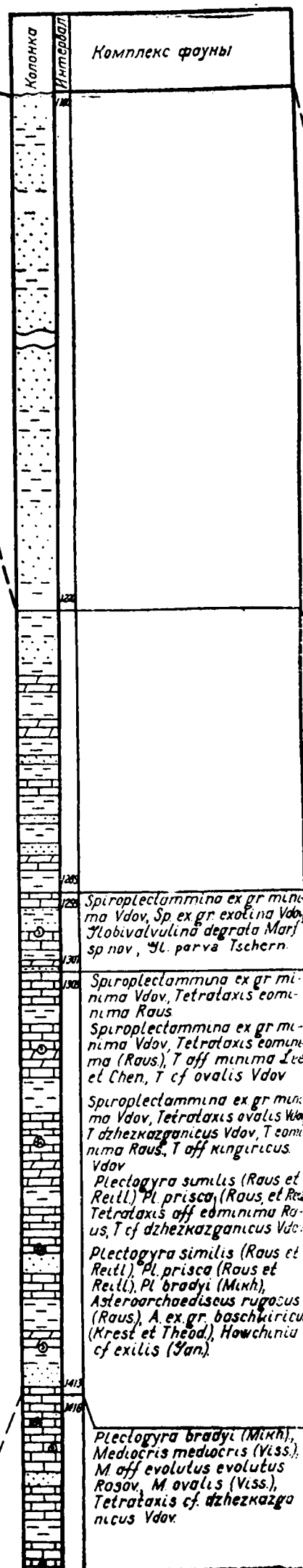
Кызылтузская мульда



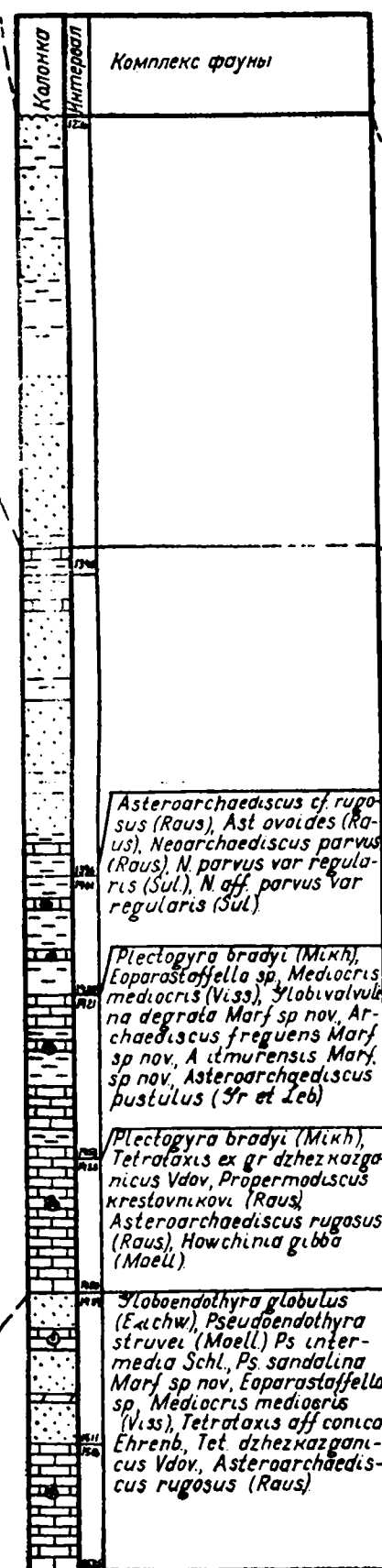
Сарыкамышская мульда



Скв. 27, 23, 3^г



Скв. 20



Скв. 1

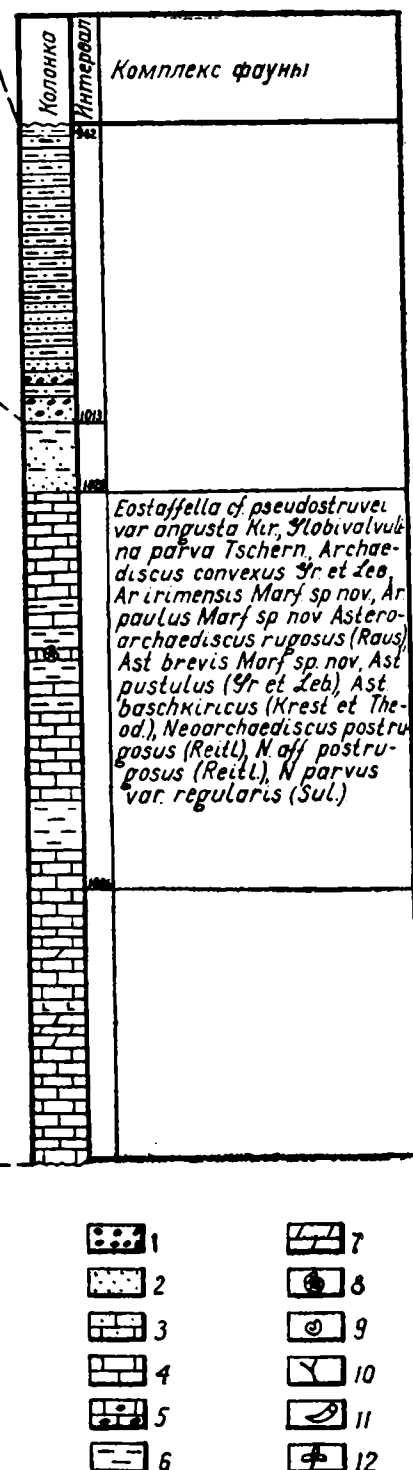


Рис. 2. Сопоставление разрезов отложений намюра Южной Бетпак-Далы и Чуйской впадины. 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — песчаные известняки; 4 — органогенные известняки; 5 — оолитовые известняки; 6 — аргиллиты; 7 — мергели; ископаемая фауна и флора: 8 — фораминиферы, 9 — брахиоподы, 10 — мшанки, 11 — кораллы, 12 — флора.

Leb.), <i>N. parvus</i> R a u s. var. <i>regularis</i> (S u l.), <i>Howchinia gibba</i> (M o e l l.)	10 м.
68. Зелено-серые полимиктовые песчаники, аргиллиты, мергели	8 м.
69. Черные криптозернистые известняки с <i>Bradyina?</i> sp., <i>Asteroarchaediscus</i> cf. <i>rugosus</i> (R a u s.), <i>Ast. brevis</i> M a r f. sp. nov.	35 м.
70. Розовато-серые органогенные известняки со <i>Spiroplectammina</i> aff. <i>minima</i> V d o v., <i>Tetrataxis dzhzhkazganicus</i> V d o v., <i>Tetr. ovalis</i> V d o v.	15 м.
71. Зелено-серые мелкозернистые песчаники с пеллециподами	6 м.
72. Розовато-серые органогенные известняки с <i>Neospirifer</i> sp.	10 м.
73. Черные оолитовые известняки с <i>Neotuberitina maljavkini</i> (M i k h.), <i>Tetrataxis</i> sp.	30 м.
74. Буровато-черные органогенные известняки с <i>Tetrataxis ovalis</i> V d o v., <i>T. aff. kingiricus</i> V d o v., <i>Archaediscus frequens</i> M a r f. sp. nov., <i>A. protensus</i> M a r f. sp. nov., <i>Neospirifer</i> ex gr. <i>procameratus</i> L i t w., <i>N. cf. virgatus</i> L i t w.	15 м.
75. Серые микрокристаллические известняки с прослоями темно-серых алевролитов	18 м.
76. Серые мелкозернистые полимиктовые песчаники, темно-серые и зеленовато-серые аргиллиты	30 м.
77. Светло-серые криноидные известняки с фауной пеллеципод	11 м.
78. Черные криптозернистые известняки, переслаивающиеся с серыми плотными известняками	15 м.
79. Зелено-серые алевролиты	10 м.
80. Бутилочно-зеленые алевролиты, аргиллиты и мелкозернистые песчаники	80 м.

Общая мощность отложений намюрского яруса составляет 1250 м.

Отложения намюрского яруса в Сарыкамышской мульде впервые выделяются нами по фауне фораминифер. Разрез здесь неполный. По литологическому составу и комплексу фораминифер он соответствует нижней части отложений намюрского яруса Кызылтузской мульды. На северо-западном крыле Сарыкамышской мульды составлен следующий разрез (снизу вверх):

1. Светло-серые известняки с *Tetrataxis ovalis* V d o v., *Archaediscus karreri* B r a d y, *A. itmurensis* M a r f. sp. nov., *Propermodiscus krestounikovi* (R a u s.), *Neoarchaediscus parvus* (R a u s.), *N. parvus* var. *regularis* (S u l.), *Asteroarchaediscus pustulus* (G r. et L e b.), *Spiroplectammina* ex gr. *minima* V d o v. 12 м.
2. Темно-серые ракушняковые известняки с *Permodiscus rarus* M a r f. sp. nov., *Planospiriodiscus zaroensis* M a r f. sp. nov. 18 м.
3. Светло-серые песчанистые известняки 15 м.
4. Темно-серые криноидные известняки 8 м.
5. Серые плотные микрокристаллические известняки с *Archaediscus karreri* B r a d y, *Asteroarchaediscus brevis* M a r f. sp. nov., *Planoarchaediscus* sp. nov. 5 м.
6. Серые микрокристаллические известняки с *Tetrataxis* cf. *conica* E h r e n b., *Asteroarchaediscus ovoides* (R a u s.), *Martinia glabra* (M a r t.) 7 м.
7. Темно-серые алевролиты с пеллециподами 15 м.
8. Темно-серые микрокристаллические известняки с *Archaediscus protensus* M a r f. sp. nov., *Propermodiscus stilus* (G r. et L e b.), *Neoarchaediscus* sp., *Fluctuaria undata* (D e f r.) 20 м.
9. Задерновано 40 м.
10. Серые органогенные известняки с брахиоподами и мшанками *Martinia glabra* (M a r t.), *Tabulipora* ex gr. *meekana* U l r., *Fenestella serratula* U l r., *F. tenax* U l r. 12 м.
11. Переслаивающиеся темно-серые и светло-серые известняки с *Antiquatonia* cf. *hindi* (M.-W.), *Fenestella rudis* U l r. 6 м.
12. Задерновано 300 м.
13. Сero-зеленые мелкозернистые полимиктовые песчаники 7 м.
14. Черные органогенные известняки с *Asteroarchaediscus brevis* M a r f. sp. nov., *Neoarchaediscus minimus?* (G r. et L e b.), *N. cf. incertus* (G r. et L e b.), *Echinoconchus* cf. *elegans* (M'Co y), *Antiquatonia hindi* (M.-W.), *Phricodothyris lineata* (M a r t.) 30 м.
15. Темно-серые алевролиты 10 м.
16. Переслаивающиеся алевролиты и темно-серые известняки с *Tetrataxis eominima* R a u s., *T. ovalis* V d o v., *Spiroplectammina minima* V d o v., *Archaediscus convexus* G r. et L e b., *Propermodiscus krestounikovi* (R a u s.), *Asteroarchaediscus pustulus* (G r. et L e b.), *Neoarchaediscus incertus* (G r. et L e b.), *Echinoconchus* cf. *elegans* (M'Co y), *Sinuatella sinuata* (K o n.) 10 м.
17. Темно-серые и буровато-серые кристаллические известняки со *Spiroplectammina* ex gr. *minima* V d o v.

18. Ракушняковые темно-серые известняки с *Tetrataxis* sp. nov., *Spiroplectammina minima* V d o v., *Archaeidiscus frequens* M a r f. sp. nov. 3 м.
19. Серые и буровато-серые плотные кристаллические известняки с *Loeblichia* sp., *Archaeidiscus convexus* (Gr. et L e b.), *A. frequens* M a r f. sp. nov., *A. protensis* M a r f. sp. nov., *Neoarchaeidiscus latispinalis* (Gr. et L e b.), *Planospirodiscus saroenis* M a r f. sp. nov., *Sinuatella sinuata* (K o n.), *Fenestella* ex gr. *serrata* U l r. 8 м.
20. Зеленые алевролиты 3 м.
21. Серые плотные микрокристаллические известняки со *Spiroplectammina minima* V d o v., *Sp. exotica* V d o v. 6 м.
22. Серые плотные микрокристаллические известняки с *Productus* cf. *concinus* S o w., *Antiquatonia* ex gr. *antiquatus* S o w., *Neospirifer* ex gr. *procameratus* L i t w., *Tabulipora* cf. *meekana* (U l r.) 7 м.
23. Черные органогенные известняки с *Spiroplectammina* ex gr. *minima* V d o v. 10 м.

Мощность отложений намюра в Сарыкамышской мульде составляет 500 м.

В Коктальской и Кишкинесорской мульдах к намюрскому ярусу отнесены нижние части разрезов, представленные главным образом косослоистыми темно-бурыми песчаниками с редкими маломощными прослоями плотных известняков в нижней части. В известняках отмечены обломки *Asteroarchaeidiscus* sp., *Planospirodiscus* sp., макрофауны не встречено. Выделение намюрского яруса в этих мульдах основано на сходстве разрезов с нижней частью фаунистически охарактеризованного намюра Кызылгузской мульды; их сближают выраженная косая слоистость песчаников, наличие тонких прослоев известняков, петрографический состав, специфические оттенки пород (темно-бурые, близкие к шоколадным) и согласное залегание на фаунистически охарактеризованных отложениях верхнего визе. На северо-восточном крыле Коктальской мульды обнажены (снизу вверх):

1. Темно-бурые мелкозернистые полимиктовые песчаники 19 м.
2. Темно-серые, почти черные известняки, интенсивно катаклазированные, с *Asteroarchaeidiscus* sp. 25 м.
3. Задерновано 11 м.
4. Буровато-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники 24 м.
5. Задерновано 2 м.
6. Темно-серые криптозернистые известняки 8 м.
7. Задерновано 1,5 м.
8. Темно-серые плотные катаклазированные известняки 6 м.
9. Задерновано 160 м.
10. Темно-бурые полимиктовые мелкозернистые песчаники, заключающие тонкие прослои темно-бурых и ярко-зеленых аргиллитов 250 м.

Общая мощность разреза 250 м.

На северо-восточном крыле Кишкинесорской мульды разрез таков (снизу вверх):

1. Буровато-серые известковистые песчаники 25 м.
2. Серые мергели и розовато-серые тонкоплитчатые известняки 15 м.
3. Задерновано 47 м.
4. Табачно-зеленые алевролиты с прослоями буро-серых с зеленым оттенком мергелистых известняков 10 м.
5. Задерновано 18 м.
6. Темно-серые мергели и зеленые плотные полимиктовые песчаники 18,5 м.
7. Темно-серые известняки 1 м.
8. Темно-бурые, буровато-серые мелкозернистые косослоистые песчаники с прослоями ярко-зеленых алевролитов 100 м.

Общая мощность разреза составляет 200 м.

Отложения намюра в Чуйской впадине выделены также по смене комплексов фораминифер и изменению условий осадконакопления на участках Тогузкен, Учарал, Кемпиртобе, Елимес, Курагаты и скв. № 1—Ащиколь. В разрезах наблюдается тонкое (до 50 см) переслаивание зелено- и темно-серых полимиктовых мелкозернистых песчаников, аргиллитов, мергелей и органогенных известняков. Послед-

ние нередко представлены битуминозными, доломитизированными и оолитовыми разностями и находятся в подчиненном количестве. Нижняя граница намюра в Чуйской впадине, в районе перечисленных участков, проходит на глубинах, близких к 1400 м. В интервалах, относимых к намюру, повсеместно широко развиты *Neoarchaediscus posttrugosus*, *Asteroarchaediscus pustulus*, *Spiroplectammina minima*. Верхняя граница намюрского яруса проводится в интервалах 1220—1340 м (оз. Ащиколь — 1013 м). На границе резко меняется литологический состав, песчаниково-карбонатные фации замещаются терригенными.

Наиболее полный разрез намюрского яруса, документированный фораминиферами, изучен на Учаральской, Тогузкенской, Кемпиртобинской структурах. На участке Учарал разрез намюра составлен по скв. 27, 3, 23. Здесь в интервале 1413, 1—1220 м встречено 6 охарактеризованных фораминиферами пачек:

1) 1413, 1—1416,3 м. Тонкопереслаивающиеся темно-серые органические известняки и известковистые песчаники; в известняках — *Asteroarchaediscus* ex gr. *rugosus* (R a u s.), *Ast.* ex gr. *baschkiricus* (K r e s t. et T h e o d.), *Howchinia* cf. *exilis* (G a n.).

2) 1307,7—1309,0 м. Черные мергелистые известняки с *Plectogyra similis* (R a u s. et R e i t l.), *Pl. prisca* (R a u s. et R e i t l.), *Cribros-tromum* sp., *Tetrataxis eominima* R a u s., *T. dzhezkazganicus* V d o v.

3) 1305,2—1307,7 м. Темно-серые мергелистые известняки с *Mediocris breviscula* (G a n.), *Spiroplectammina* ex gr. *minima* V d o v., *Tetrataxis ovalis* V d o v., *T. dzhezkazganicus* V d o v., *T. aff. kingiricus* V d o v.

4) 1301,2—1305,2 м. Черные мергелистые известняки с тонкими прослоями аргиллитов; в известняках — *Spiroplectammina* ex gr. *minima* V d o v., *Tetrataxis eominima* R a u s., *T. cf. ovalis* V d o v.

5) 1297,1—1306,2 м. Переслаивающиеся темно-серые кристаллические и мергелистые известняки со *Spiroplectammina* ex gr. *minima* V d o v., *Tetrataxis eominima* R a u s., *T. ex gr. angusta* V i s.

6) 1289,9—1293,15 м. Переслаивающиеся темно-серые мергелистые и серые кристаллические известняки с тонкими прослоями аргиллитов; в известняках — *Spiroplectammina minima* V d o v., *Sp. exotica* V d o v., *Globivalvulina degrata* M a r f. sp. nov.

Мощность намюрского яруса на Учаральской структуре составляет 213 м.

На участке Елимес изучен разрез намюра по скв. 20. К намюру отнесены породы в интервале 1480,9—1396,3 м. Фауной охарактеризованы четыре пачки:

1) 1480,9—1484,3 м. Темно-серые плотные алевролиты с очень редкими и маломощными прослоями черных известняков; фораминиферы не обнаружены.

2) 1453,8—1458,9 м. Темно-серые кристаллические известняки с тонкими прослоями аргиллитов с *Tetrataxis* ex gr. *dzhezkazganicus* V d o v., *Propermodiscus krestovnikovii* K r e s t. et T h e o d., *Asteroarchaediscus rugosus* (R a u s.), *Howchinia gibba* (M o e l l.).

3) 1420—1421,9 м. Темно-серые крипторизитные известняки и алевролиты с *Eoparastafella* sp., *Millerella minima* D u r k., *Mediocris mediocris* (V i s s.), *Palaetextularia* cf. *gibbosa* var. *minima* L i p., *Archaediscus frequens* M a r f. sp. nov., *A. itmurensis* M a r f. sp. nov., *Asteroarchaediscus pustulus* (G r. et L e b.).

4) 1396,3—1401,4 м. Темно-серые алевролиты, переслаивающиеся с известняками (0,5 м) с *Eostafella* cf. *pseudostruvei* var. *angusta* K i r., *Globivalvulina parva* T s c h e r n., *Archaediscus pauxilus* S c h l., *A. iri-*

mensis Marf. sp. nov., *A. paulus* Marf. sp. nov., *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.), *Ast. pustulus* Gr. et Leb., *Ast. baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.).

Ярус	Подъярус	Джеказганская впадина, район р. Белеуты	Купол Коктюбе	Южная Бетпак-Дала и Чуйская впадина (М. М. Марфенкова)
		(М. В. Вдовенко)		
Намюрский	Сп ₁	Белеутинский горизонт <i>Archaediscus</i> ex gr. <i>baschkiricus</i> Krest. et Theod., <i>Arch.</i> ex gr. <i>rugosus</i> Raus., <i>Tetrataxis</i> ex gr. <i>parviconica</i> Lee et Chen, <i>Tetr.</i> aff. <i>minuta</i> Brazhn. <i>Archaediscus</i> aff. <i>gregorii</i> Dain., <i>Arch.</i> aff. <i>minimus</i> Gr. et Leb., <i>Tetrataxis ovalis</i> Vdov., <i>Janischevskina operculata</i> (Raus. et Reitl.), эоптафеллы <i>Eost. pseudostruvei</i> (Raus. et Reitl.), <i>Eost. varvariensis</i> Brazhn. et Pot., <i>Eost. parastruvei</i> Raus., <i>Eost. ikensis</i> Raus., псевдоэндоитеры <i>Eostafella parva decurta</i> Raus., <i>Archaediscus</i> ex gr. <i>baschkiricus</i> Krest. et Theod., <i>Tetrataxis ovalis</i> Vdov.	<i>Ammovertella</i> sp., <i>Am-mobaculites? anomalis</i> Vdov., <i>A. aff. attenuatus</i> Mal., <i>A. cf. naliukini</i> Mal., <i>Plectogyra pauciseptata</i> (Raus.), <i>Spiroplectammina minima</i> Vdov., <i>Textularia</i> sp., <i>Glomospira</i> sp., <i>Trepeilopsis</i> aff. <i>extensus</i> Brazhn., <i>Moravammmina koktjubensis</i> Vdov., <i>Eostafella minutissima</i> Raus., <i>Eost. parastruvei</i> Raus., <i>Eost. mediocris</i> Viss., <i>Eost. cf. paraprotvae</i> Raus., <i>Pseudendothyra</i> aff. <i>volimien-sis</i> (Grosd. et Leb.), <i>Ps. aff. struvei</i> (Moell.)	<i>Ammovertella</i> sp., <i>Eostafella protvae</i> Raus., <i>Endostafella schamordini</i> (Raus.), <i>Spiroplectammina minima</i> Vdov., <i>Sp.</i> ex gr. <i>exotica</i> Vdov., <i>Tetrataxis dzhezkazganicus</i> Vdov., <i>T. aff. kingiricus</i> Vdov., <i>Globivalvulina parva</i> Tchern., <i>Archaediscus vischerensis</i> Grosd. et Leb., <i>Asteroarchaediscus ovoides</i> (Raus.), <i>Ast. pustulus</i> (Gr. et Leb.), <i>Neoarchaediscus postrugosus</i> (Reitl.), <i>N. parvus</i> var. <i>regularis</i> (Sul.), <i>N. aff. gregorii</i> (Dain.), <i>N. timanicus</i> (Reitl.), <i>N. latisspiralis</i> (Grosd. et Leb.), <i>N. aff. borealis</i> (Reitl.), <i>N. mirabilis</i> Marf. sp. nov., <i>Propermodiscus inflatus</i> Marf. sp. nov., <i>Pr. kisiltusiensis</i> Marf. sp. nov., <i>Planospirodiscus curtus</i> Marf., <i>Pl. bestjubensis</i> Marf.

Намюрские отложения скв. 1 — Ащиколь вскрыты в интервале 1022,0—1134,1 м. Разрез представлен преимущественно органогенными известняками с прослоями мергелей, аргиллитов. В известняках обнаружены *Eostafella* cf. *pseudostruvei* var. *angusta* Kir., *Globivalvulina parva* Tschern., *Archaediscus convexus* Gr. et Leb., *A. paulxilus* Schl., *A. irimensis* Marf. sp. nov., *A. paulus* Marf. sp. nov., *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.), *Ast. pustulus* (Gr. et Leb.), *Ast. baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.).

Комплекс фораминифер намюрского яруса многочислен, довольно разнообразен и хорошо сопоставляется с комплексом фораминифер белеутинского горизонта Центрального Казахстана, что указывает на существование единого Центрально-Казахстанского моря. Отличительной чертой намюрского комплекса является резкое увеличение числа представителей с зубчатой поверхностью внутренних оборотов: *Asteroarchaediscus rugosus*, *Ast. pustulus*, *Neoarchaediscus postrugosus*, *N. parvus* var. *regularis*, *N. timanicus* и др. Несомненный интерес представляет появление в поздневизейское время и широкое развитие в намюре рода *Loeblichia*, известного в СССР только из отложений нижнего карбона Донецкого бассейна.

Изучение фораминифер Южной Бетпак-Далы и Чуйской впадины позволило наблюдать своеобразие сообществ фораминифер, связанное с изменением палеогеографических условий. В намюрское время в связи с преобладанием восходящих движений на территории описываемого района происходила регрессия моря, с чем связано преобладание в верхней части разреза мелководных осадков и развитие своеобразного, преимущественно архедисцидового комплекса.

А. К. МЯСНИКОВ, В. В. ТОЛОЧКО, Г. В. САКУЛИНА,
Э. Р. ОРЛОВСКАЯ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ И УГЛЕНОСНОСТИ НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Впервые нижнемезозойские отложения в Северо-Восточном Прибалхашье, у юго-восточного окончания хр. Чингиз (рис. 1), установлены авторами в 1964 г., когда в западном крыле Курайлинской мульды в керне буровой скважины были встречены отпечатки флоры, а Г. В. Сакулиной из него выделен спорово-пыльцевой комплекс раннеюрского возраста. Ранее эти породы считались ниже-среднечетвертичными (Стааль, 1950). Позднее (1956—1960 гг.) А. А. Розенкранц сопоставил их с торесорской свитой Баянаульского района, относимой условно к позднему триасу. Предварительные сведения об угленосных нижнемезозойских отложениях в этом районе опубликовали М. И. Жаймин и др. (1966). Геологосъемочными и буровыми работами установлено, что нижнемезозойские отложения в районе развиты довольно широко и слагают Курайлинскую и Торткульскую мульды. Изучение геологических разрезов, большого количества отпечатков флоры и спорово-пыльцевых комплексов позволило расчленить нижнемезозойскую толщу на поздний триас, ранний лейас, средний — поздний лейас, ранний доггер и параллелизовать ее с ранним мезозоем смежных районов.



Рис. 1. Схема расположения нижнемезозойских мульд.

Курайлинская и Торткульская мульды расположены на площади Баканасского верхнепалеозойского прогиба (Ренгартен, 1958), в северо-восточной части Джунгаро-Балхашской складчатой области. Курайлинская мульда вытянута субширотно на 27 км при ширине 10—12 км; Торткульская размером 5×7 км имеет близкую к изометричной форму. На большей части площади нижнемезозойские отложения перекрыты четвертичными, а местами и неогеновыми осадками, мощность которых обычно не превышает 1—5 м, но иногда (в центре Курайлинской мульды, на правобережье р. Аягуз) достигает 80 м.

Нижнемезозойские отложения смяты в брахисинклинали, оси которых вытянуты в западном, запад-северо-западном направлении. Северное крыло Курайлинской мульды падает под углами 45—55°, а

южное — под 70—80°. Резкое увеличение крутизны падения южного крыла обусловлено тектоническими подвижками по Тегисшильской зоне смятия: в удалении от нее в 1 км залегание выположено (до 14—15°). Западное и восточное крылья падают спокойнее: углы здесь не превышают 20°. Торткульская мульда дислоцирована слабее и имеет более симметричное строение. Падение крыльев не превышает 18—20°. Нижнемезозойские отложения несогласно налегают на размытую поверхность верхнепалеозойских осадочно-вулканогенных пород. Несогласие особенно отчетливо проявлено на северо-востоке Курайлинской и севере Торткульской мульды, где угол между простираем пород нижнего мезозоя и верхнего палеозоя достигает 90°. Однако в целом участки нижнемезозойского осадконакопления совпадают с верхнепалеозойскими прогибами, наследуя их.

Нижнемезозойские отложения представлены мощной толщей аллювиально-пролювиального и озерно-болотного генезиса. С поверхности породы осветлены и разрушены. Мощность зоны выветривания в северном крыле Курайлинской мульды 20—30 м, в восточном — 60—70 м, в Торткульской мульде — 45—55 м.

Верхнетриасовые отложения представлены переслаивающимися серыми, зеленоватыми, коричневыми и красноватыми алевролитами, песчаниками, туфопесчаниками, конгломератами, углистыми аргиллитами. Общая мощность 20—50 м. Наиболее полно эти отложения изучены в Торткульской и в северном крыле Курайлинской мульды. На северном крыле Курайлинской мульды верхнетриасовые отложения по скв. 5 имеют следующий разрез (снизу вверх):

1. Разногалечные (до мелкогалунных) конгломераты (иногда выклиниваются)	0,5—1,0 до 25 м.
2. Зеленовато-серые средне-крупнозернистые полимиктовые песчаники	1,5—3,0 м.
3. Разногалечные конгломераты и гравелиты, сверху — гравелит-песчаники и песчаники	2—3 м.
4. Переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты, углистые аргиллиты с малоомощными (до 5—10 см) прослойками углей	5—6 м.
5. Разнозернистые полимиктовые песчаники с прослоем среднегалечных конгломератов и гравелитов	6 м.
6. Темно-коричневые аргиллиты	0,6 м.
7. Темно-коричневые мелкозернистые песчаники	4,0 м.
8. Коричневые тонкослойные аргиллиты	0,4 м.
Общая мощность разреза 20—40 м.	

Разрез верхнетриасовых отложений Торткульской мульды отличается от приведенного увеличением массы грубообломочного материала, отсутствием углистых образований и резко иным составом галек. В конгломератах Курайлинской мульды преобладают хорошо окатанные гальки гранитоидов, кислых эффузивов и туфов, кварцитов, а в гальках Торткульской мульды (в основном плохо- и среднеокатанных) — трахитовые и трахилипаритовые порфиры, кремни, базальтоиды и пр. Первый комплекс характерен для отложений среднего палеозоя и герцинских интрузий Предчингизья, второй — для верхнего палеозоя, развитого на площадях, непосредственно прилегающих к мульдам.

Из керна скважин, вскрывших верхнетриасовые отложения, определены *Pleuromeiopsis* (?) sp., *Danaeopsis* (?) sp., *Pityophyllum latifolia* Tur. K. et., *P. nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Phoenicopsis taschkessiensis* Kr., *Czekanowskia rigida* Heer, *Carpolites* sp., *C. cinctus* Nath. Флора очень невыразительна, плохой сохранности и представлена отпечатками неопределимых створов, хвойными (*Podozamites*, *Pityophyllum*) и фрагментами листьев гинкговых. Представители родов *Pleuromeiopsis* и *Danaeopsis* — ком-

поненты триасовых (кейперских) флор. В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца голосеменных (72—93%). Наибольшую роль играют гинкговые (28—46%), цикадофиты (до 10,5%) и древние хвойные (5,5—17,5%). Среди последних чаще всего встречаются *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *P. flavus* Bolch., *Paleoconiferus asaccatus* Bolch. Много пыльцы *Quadraeculina* Mal. (1,5—15%), *Podocarpaceae* (5—6%), *Podocarpus unica* Bolch., *P. permagna* Bolch. и немного *Pseudopodocarpus latipediformis* Bolch. (до 1,5%). Содержание пыльцы сосновых не превышает 7%. Чаще всего встречаются *Picea exilioides* Bolch., *Protopicea cerina* Bolch., *Pinus divulgata* Bolch., *P. pernobilis* Bolch. Пыльца *Striatopinaceae* отмечается очень редко.

Среди спор преобладают (7—8,5%) мараттиевые (*Angiopteris, Marattia*), осмундовые (*Osmundites prigorovskyi* Krysh t. et Pryn., *Osmunda jurassica* K.-M.). Несколько меньше спор мхов. В небольших количествах (2—4%) присутствуют *Lycopodiaceae* (*Lycopodium nadozum* K.-M., *L. sp.*), *Selaginellaceae* (*Selaginella asperata* Bolch., *S. utrigera* Bolch., реже *S. trigona* K.-M.), *Cheiropleuria* (*C. compacta* Bolch., *Ch. congregata* Bolch.), *Hausmannia*.

В единичных зернах встречены *Equisetum*, *Cibotium*, *Coniopteris*, *Hymenozonotriletes bycicla* Sach., *Trachytriletes* sp. Разнообразны споры подгруппы *Leiotriletes* Naum., среди которых определены *L. stelloides* Bolch., *L. eximius* Bolch., *L. turgidorimosus* K.-M., *L. bujargiensis* Bolch., *L. rotundiformis* (Mal.) Bolch. В небольших количествах присутствует *Lophotriletes sincerus* Bolch.

Приведенный комплекс характерен для раннелейасового времени. Однако в нем иногда присутствует небольшое количество триасовых видов спор (*Osmundites prigorovskyi* Krysh t. et Pryn.) и пыльцы *Pseudopodocarpus latipediformis* Bolch., *Striatopinites* sp. и др.). Это позволяет по аналогии с саранской свитой Караганды выделить рэтский ярус в нижней части разреза. О поздне триасовом возрасте свидетельствуют и остатки триасовой флоры (*Pleuromeiopsis* (?) sp., *Danaeopsis* (?) sp.).

Юрские отложения с небольшим несогласием налегают на размытую поверхность позднего триаса. Нижнелейасовые отложения представлены в основании переслаивающимися песчаниками, туфопесчаниками, конгломератами и в меньшей мере — аргиллитами и углями, а в верхней части — мощным горизонтом валунных конгломератов. В самых верхах пачки отмечаются наиболее крупные валуны (до 5 м в поперечнике). Обломочный материал хорошо окатан, состоит из гранитоидов, липаритовых порфиров, их туфов, кварца и кварцитов Предчингизья. Цвет осадков в основном серый. В Курайлинской мульде разрез нижнего лейаса таков (снизу вверх):

1. Серые мелко- и среднегалечные конгломераты с галькой нижележащих аргиллитов	0,8—5,3 м.
2. Серые грубозернистые полимиктовые песчаники	2,0 м.
3. Серые разногалечные конгломераты, внизу — гравелит-песчаники с прослоями аргиллитов, песчаников и смоляно-черных углей (до 10 см)	8,0 м.
4. Голубовато-серые тонкослоистые алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников	7,2 м.
5. Черные и серовато-черные легкие матовые угли	1,3 м.
6. Серые грубозернистые до гравийных песчаники	4,2 м.
7. Разногалечные до валунных неотсортированные конгломераты с прослоями песчаников	92 м.

Мощность нижнелейасовых отложений 115—120 м. Одновозрастные осадки Тортульской мульды более грубообломочны; углистые прослой в них отсутствуют.

Растительные остатки в этой части разреза скудны. Они представлены листьями хвойного *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., неопределимыми стволами и остатками гинкговых. По данным спорово-пыльцевого анализа, спектры обеднены по сравнению с верхнетриасовыми и состав их однообразен. В них больше пыльцы голосеменных растений (75—93%), особенно беннеттитовых (6—19%), и меньше гинкговых (до 22—36%) и ногоплодниковых (до 3—4%). Соотношение и состав пыльцы хвойных остались в общем прежними; несколько больше пыльцы древних хвойных *Paleoconiferus asaccatus* Bolch. и *Protoconiferus funarius* (Nath.) Bolch. Среди спор уменьшилось количество осмундовых (до 4%), мараттиевых (0—4,8%) и появились единичные споры *Hymenophyllaceae*, *Ophioglossaceae*, *Salvinaceae* (*Salvinia perpulchra* Bolch.). Этот комплекс хорошо параллелизуется с нижнелейасовыми спорово-пыльцевыми комплексами саранской свиты Караганды и черниговской свиты Тургай. Содержание древних хвойных, гинкговых и состав спор довольно близки; только в данном комплексе значительно больше спор осмундовых, мараттиевых и пыльцы беннеттитовых.

Залегающие выше осадки среднего — верхнего лейаса представлены темно-серыми преимущественно косослоистыми полимиктовыми песчаниками, тонкослоистыми алевролитами, конгломератами с прослоями и линзами углей, углистых аргиллитов и единичными горизонтами кислых туфов. Обломочный материал хорошо и средне окатан, состоит исключительно из интрузивных и вулканогенных пород Предчигизья. Для верхней части характерно увеличение мощности и количества прослоев крупнообломочных пород. На северном крыле Курайлинской мульды описываемые отложения имеют следующий разрез (снизу вверх):

1. Серые среднезернистые песчаники, с прослоями алевропесчаников и алевролитов, с линзами (до 3,5 см) углей	15,1 м.
2. Гравелиты и мелкогалечные конгломераты	1,1 м.
3. Серые песчаники, сверху мелкозернистые, внизу крупнозернистые до гравийных	8,9 м.
4. Черные блестящие жирные угли	0,6 м.
5. Серые среднезернистые песчаники, сверху с прослоями гравелитов, внизу — алевропесчаников	4,1 м.
6. Черные углистые аргиллиты	0,3 м.
7. Серые разноезернистые песчаники с прослоями алевролитов, алевропесчаников, углистых аргиллитов	5,7 м.
8. Голубовато-серые конгломераты мелкогалечные	3,1 м.
9. Серые разноезернистые (до гравелитов) песчаники; грязно-серые глинистые алевролиты с прослоями углистых аргиллитов	8,4 м.
10. Алевропесчаники, внизу — грязно-серые среднезернистые песчаники с прослоями смоляно-черных углей	4,9 м.
11. Жирные зольные угли	0,2 м.
12. Переслаивающиеся косослоистые серые, буровато-черные песчаники, алевропесчаники, алевролиты и аргиллиты	9 м.
13. Черные жирные угли	0,3 м.
14. Серые грубо- и среднезернистые песчаники, внизу аргиллиты	3,1 м.
15. Серые крупнозернистые до гравийных кварц-полевошпатовые песчаники, сверху мелкозернистые; цемент кремнисто-карбонатный	1,9 м.
16. Переслаивающиеся серые мелко-среднезернистые песчаники, буровато-черные алевролиты, аргиллиты, углистые аргиллиты	7,4 м.
17. Серые разногалечные до валунных конгломераты с прослоем среднезернистых песчаников	3,2 м.
18. Алевролиты, алевропесчаники, внизу — темно-серые косослоистые песчаники	3,8 м.
19. Серые разногалечные, местами валунные конгломераты	7,6 м.
20. Мелко-среднезернистые песчаники	1,0 м.
21. Смоляно-черные угли	0,2 м.
22. Грязно-серые тонкослоистые алевропесчаники	0,5 м.
23. Смоляно-черные угли	0,4 м.

24. Переслаивающиеся разнозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой мелкогалечных конгломератов, углистых аргиллитов (до 20 см) и углей (до 5 см) . . . 17,1 м.
 25. Разногалечные конгломераты . . . 3,5 м.
 26. Серые косослоистые мелко-среднезернистые песчаники с прослоями тонкослоистых аргиллитов, углистых аргиллитов (до 20 см) и алевролитов . . . 12,6 м.
 27. Разногалечные конгломераты с прослоем средне-крупнозернистых песчаников и алевропесчаников . . . 9,0 м.
 28. Алевропесчаники, выше — разнозернистые полимиктовые песчаники . . . 7,0 м.
- Общая мощность отложений 140—150 м.

В Торткульской мульде мощность этих отложений меньше и часть углистых прослоев выклинивается. Эти осадки содержат неопределимые стволы растений и большое количество отпечатков листьев, среди которых определены *Equisetites* sp., *Clathropteris obovata* Oishi, *Coniopteris* sp., *Cladophlebis aktashensis* Tur.-Ket., *Cl. bidentata* Tur.-Ket., *Cl. nebbensis* Br., *Cladophlebis* sp., *Ginkgo lepida* Heer, *G. digitata* (Brongn.) Heer, *Bajera lindleyana* (Schimp.) Sew., *Phoenicopsis taschkessiensis* Kr., *Ph. speciosa* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Czekanowskia latifolia* Tur.-Ket., *Czekanowskia* sp., *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Pityophyllum latifolium* Tur.-Ket., *Pityophyllum angustifolia* Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Braun., *Pityospermum* sp., *Carpolithes* sp., *Carpolithes cinctus* Nath., *Schizolepis* sp.

Спорово-пыльцевой комплекс отличается разнообразием видового состава спор, которые составляют 42—64%. Среди спор по сравнению с предшествующим комплексом увеличено количество плаунов (до 11%), селягинелл (до 9%), осмундовых (до 29%) и мараттиевых (до 23%). Споры *Cheiropleuria*, уховниковые, сальвиниевые и гименофилловые (*Trachytriletes eximius* Bolch., *T. crassus* Bolch.) составляют 1—3%. Уменьшилось содержание *Leiotriletes eximius* Bolch., *L. incertus* Bolch., *L. bujargiensis* Bolch. Единичны споры *Cyathea*, *Mattonia*, *Cibotaria*, *Coniopteris*, *Chomotriletes anagrammensis* Bolch., *Ch. triangularis* Bolch. Среди голосеменных уменьшилось (до 0,5—4,5%) количество пыльцы древних хвойных и увеличилось — более молодых (*Pinus*, *Picea*). Содержание беннеттитовых и гинкговых стало меньше и соответственно составляет в Курайлинской мульде 6,5 и 10%, в Торткульской — 8 и 30%. Комплекс сходен с комплексом спор и пыльцы дубовской свиты Караганды, но отличается большим количеством спор и их видовым разнообразием, особенно в верхней части разреза. В нем больше спор мараттиевых, присутствуют споры *Hymenophyllaceae* и с грубой орнаментацией экзины (*Chomotriletes anagrammensis* Bolch., *Lophotriletes sincertus* Bolch., *Onichium baccatus* Bolch. и др.). Комплекс близок к комплексу кушмурунской свиты Тургая, где также отмечено появление новой группы спор с грубой орнаментацией экзины (*Anemites* sp.?).

Отложения доггера (?) занимают центральную часть Торткульской и Курайлинской мульды и еще недостаточно изучены. Скважинами и канавами вскрыта лишь небольшая нижняя часть разреза. Она представлена чередующимися конгломератами, песчаниками, алевропесчаниками, гравелитами и алевролитами. В верхней части разреза, по-видимому, преобладают конгломераты. В изученном разрезе в обломочном материале, в основном хорошо и средне окатанном, отчетливо преобладают породы Предчингизья.

Нижний доггер на северном крыле Курайлинской мульды характеризуется следующим разрезом (снизу вверх):

1. Разногалечные конгломераты . . . 6 м.
2. Серые мелкозернистые полимиктовые песчаники . . . 12 м.

3. Зеленовато-серые глинистые алевролиты и алевропесчаники с прослоем средне- и крупнозернистого песчаника	4,6 м.
4. Серые мелкозернистые полимиктовые песчаники	6,3 м.
5. Зеленовато-серые слоистые алевролиты, алевропесчаники, мелкозернистые песчаники	3,8 м.
6. Крупногалечные конгломераты	2,9 м.
7. Конгломераты, преимущественно мелкогалечные	7,4 м.
8. Голубовато-серые с прослоями мелкозернистых и крупнозернистые косослоистые песчаники	5,3 м.
9. Разногалечные до валуновых конгломераты, вверху с тонкими прослоями серых полимиктовых песчаников	18 м.
10. Серые средне- и крупнозернистые полимиктовые песчаники	4,0 м.
11. Желтовато-серые мелкозернистые конгломераты	17,3 м.
12. Средне- и крупнозернистые полимиктовые песчаники	3,8 м.
13. Разногалечные до валуновых конгломераты с прослоями мелкообломочных пород (эта часть разреза не вскрыта выработками)	270 м.

Общая мощность отложений нижнего доггера примерно 360—400 м.

В Торткульской мульде сохранились лишь самые низы этих отложений мощностью не более 90 м. Флорой и спорово-пыльцевыми комплексами охарактеризована только нижняя часть этих осадков. Она вскрыта скв. № 2, 3 и 7 в Курайлинской и скв. № 3 в Торткульской мульдах. Флора представлена *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) S e w., *Raphaelia diamensis* S e w., *Raphaelia* sp., *Ginkgo obrutschewii* S e w., *Ginkgo* sp. cf. *G. huttonii* (S t e r n b.) H e e r, *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis* sp. cf. *P. taschkessiensis* K r., *Czekanowskia rigida* H e e r, *Pityophyllum angustifolia* (N a t h.) M o e l l e r. Остатки флоры недостаточны для точного определения возраста, но они характеризуют более молодые осадки, возможно, низы доггера.

Комплексу спор и пыльцы присуще преобладание спор (56,5—89,0%) над пылью голосеменных. В комплексе в больших количествах встречаются споры *Coniopteris*, содержание которых достигает иногда 38%, спор подгруппы *Leiotriletes* N a u m.—19,5% (*Leiotriletes* sp., *L. lineatus* B o l c h., *L. typicus* N a u m., *L. stelloides* B o l c h. и др.). Количество спор молодого семейства *Gleicheniaceae* не превышает 8% (среди них встречены *Gleichenia delicata* B o l c h., *G. angulata* N a u m., *G. laeta* B o l c h., *G. triplex* B o l c h. и др.), а рода *Polypodium* — 0,5—1%. Споры *Hymenophyllum* sp., *Marattia* sp. присутствуют в небольших количествах во всех образцах. Количество осмундовых равно 4,5—13%, при этом исчез вид *Osmundites prigorovskiy* K r y s h t. et P r y n. По сравнению с предшествующим комплексом увеличилось число и разнообразие спор с грубой орнаментацией эскины (*Chomotriletes anagrammensis* B o l c h., *Lophotriletes sincerus* B o l c h., *Dicksonia crocina* B o l c h. и др.). Количество пыльцы гинкговых и беннеттитовых уменьшилось и составляет 4—9%. Пыльца ногоплодниковых разнообразна. Состав пыльцы *Pinaceae* близок к предшествующему, причем увеличилось содержание древних хвойных (до 0,2%) и исчезли реликты палеозоя. Комплекс свидетельствует об изменении возраста на более молодой, вероятно, ааленский. Присутствие молодых элементов флоры в нижней части разреза и сходство разреза и спорово-пыльцевого состава с кумысдукской свитой Карагандинского бассейна позволяют датировать эти осадки ранним доггером.

Проведенные исследования показали, что разрезы нижнемезозойских отложений Северо-Восточного Прибалхашья очень близки по литологическому и фациальному составу к разрезам одновозрастных отложений Центрального Казахстана. Это сходство хорошо видно на схеме сопоставления разрезов Карагандинского бассейна, Курайлинской и Торткульской мульды.

Карагандинский
бассейн

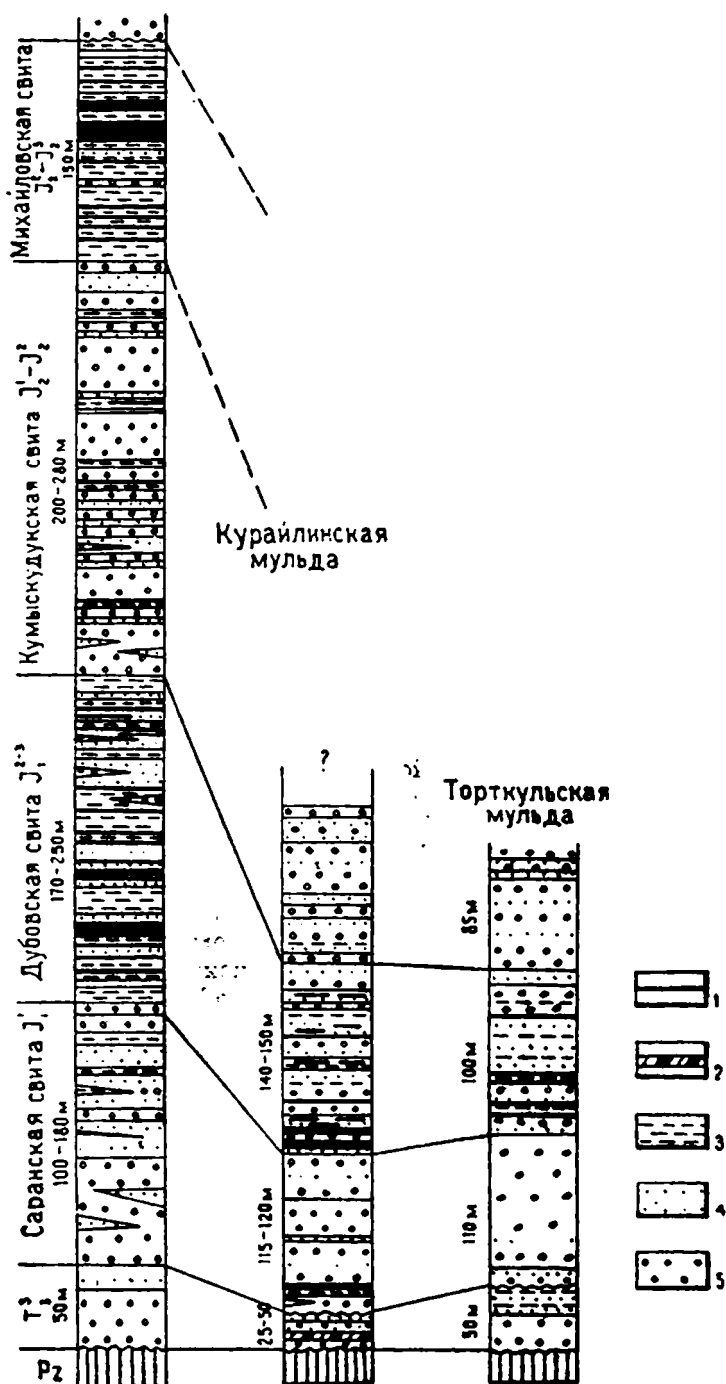


Рис. 2. Схема сопоставления сводных разрезов нижнемезозойских отложений Северо-Восточного Прибалхашья и Караганды. 1 — угли; 2 — углистые аргиллиты, высокозольные угли; 3 — алевролиты, аргиллиты; 4 — песчаники; 5 — конгломераты.

Поисковые работы в изученной части нижнемезозойских отложений кондиционных углей с промышленной мощностью не вскрыли. Однако в северном крыле Курайлинской мульды подсечено 9—10 разрозненных прослоев угля мощностью от 10 до 100 см, а в Торткульской мульде — 5 прослоев мощностью от 10 до 50 см. Большая часть прослоев приурочена к среднему — позднему лейасу, сопоставимому с дубовской угленосной свитой Карагандинского бассейна, а наиболее мощные углистые прослои встречаются в отложениях рэта и раннего лейаса.

В рэтских отложениях северного крыла Курайлинской мульды в скв. 5 и в интервале 59,35—66,00 м подсечен сложный пласт зольных углей и углистых аргиллитов истинной мощностью 3,5 м. На поверхности этот пласт прослежен на 16 км. По результатам технического анализа, зольность прослоев пласта колеблется от 50,35 до 80%. Однако не исключено, что в центральной части мульды качество углей может улучшиться. Выше по разрезу, уже в нижнелейасовых отложениях, встречено два прослоя углей. Из них верхний имеет мощность около 1 м и зольность 23,85 и 41,06%. Отложения рэта и раннего лейаса Торткульской мульды безугольны. Углистые прослои толщи среднего — позднего лейаса имеют малые мощности (10—40 см). В Курайлинской мульде угли лучшего качества (зольность 9,02—21,88%) встречаются в верхней части толщи. Зольность нижележащих углей колеблется в пределах 33,51—53,98%. В Торткульской мульде установлена обратная зависимость. Здесь угли лучшего качества (зольность 12,63—19,54%) встречаются в нижней части отложений среднего — позднего лейаса.

Петрографическое изучение углей провела З. В. Поламарчук. По ее заключению, нижнелейасовые угли представлены матовыми спорово-фузено-ксиленовыми дюренами и кларенами смешанного состава. Выход летучих веществ (V^a) колеблется от 39,3 до 56,5%, содержание влаги (W^a) — от 1,1 до 10,69%, серы (S^c общ.) — 0,1—0,3%. Элементарный состав нижнего прослоя углей: содержание углерода (C^r) 89,88%, водорода (H^r) 6,24%. Теплота сгорания углей 9339 кал.

Средне-позднелейасовые угли представлены полуматовыми и полублестящими разностями. По структуре они отвечают споровым, спорово-кутикуловым, смешанным кларено-дюренам, кларенам и дюренам. По качеству угли колеблются от малозольных ($A^c = 7,22—9,02\%$) до высокозольных ($A^c = 40—53\%$). Выход летучих веществ (V^r) колеблется от 45 до 66%, содержание влаги (W^a общ.) — от 1 до 8%, содержание серы (S^c общ.) — от 0 до 0,5%. Теплота сгорания (Q^r) 6900—7450 кал. Элементарный состав углей: содержание углерода (C^r) — 72—74%, водорода (H^r) — 5,5—6,75%. Угли соответствуют гумусовым бурым углям высокой степени углефикации.

Анализируя полученные данные, необходимо подчеркнуть, что в более перспективной Курайлинской мульде в настоящее время разбурены лишь прибортовые части, где угольные пласты выветрены. На возможность увеличения мощности пластов в центре мульды указывают наблюдающиеся в керне расщепления углистых прослоев и их размыв.

При сравнении отложений догтера Северо-Восточного Прибалхашья и Караганды легко заметить, что изученная часть осадков этого возраста Курайлинской мульды сопоставима с нижней частью кумысдукской свиты. Мощность последней 200—280 м. Выше в Карагандинском бассейне залегает угленосная михайловская свита мощностью 150 м с промышленными пластами углей. Мощность нижнемезозойских отложений Курайлинской мульды, по геологическим данным и данным сейсмопрофилирования, достигает 700 м. Из них на отложе-

ния доггера приходится 400—450 м. Не исключено, что в верхней части нижнемезозойских отложений мульды имеются угленосные аналоги михайловской свиты. Реальность такой возможности подтверждается прослоями сажистых углей, встреченных в отложениях доггера в северном крыле мульды.

Таким образом, установление верхнетриасовых и ниже-среднеюрских угленосных отложений в Курайлинской и Торткульской мульдах представляет несомненный интерес. С одной стороны, он вызван перспективами выявления промышленных углей в Курайлинской мульде, с другой — установлением аналогичных угленосных отложений на юго-западных и северо-восточных склонах хр. Чингиз (Константинович, 1964).

Г. В. САКУЛИНА

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ КОМПЛЕКСЫ НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕНГЕР-КЕЛЬТЕМАШАТСКОГО УГЛЕНОСНОГО РАЙОНА

Нижнемезозойские угленосные отложения на юге Казахстана, у северных предгорий Каржантау, Угамского хребта и Таласского Алатау, выполняют неглубокие разобщенные депрессии, вытянутые между возвышающимися массивами палеозоя. Наиболее крупная — Ленгерская — расположена в 25 км юго-восточнее, а Кельтемашатская — в 40 км северо-восточнее г. Чимкента.

Установленные еще в конце XIX столетия угленосные отложения начиная с 30-х годов неоднократно изучались при поисковых, разведочных и эксплуатационных работах на уголь. Осадки расчленяли главным образом по различиям литологического состава и цвета (А. А. Селютин, Е. П. Брунс, Н. Г. Московченко, О. Ф. Горбунов, А. И. Богацкий и др.), датируя их в целом при изучении небольших коллекций отпечатков флоры (В. Д. Принадой, М. И. Брик, Т. А. Сикстель и др.) и единичных спорово-пыльцевых анализов, выполненных Е. И. Мураховской, А. А. Любер, А. Ф. Николаевой и др. Возраст осадков считался раннеюрским, а отложения Ленгерской и Кельтемашатской мульды параллелизовались.

В конце 50-х годов спорово-пыльцевые спектры Ленгерского месторождения изучала И. З. Фадеева, а отпечатки растений — А. Н. Туртанова-Кетова (1961). Аналогичные работы проводили автор и Э. Р. Орловская. В результате были выделены осадки нижней и средней (И. З. Фадеева, Г. В. Сакулина) и средней — верхней (Г. В. Сакулина) юры. Позднее, изучив образцы из скв. 359, пройденной на Кельтемашатском месторождении, автор выделила осадки рэт-раннелейасового времени. В разрезе Кельтемашатского месторождения выделяют три пачки:

1) подугольную мощностью 0,25—15 м, лежащую на размытой коре выветривания палеозойских отложений, сложенную пестроцветными (зеленоватыми, красноватыми, белыми) алевролитами, глинами, песчаниками;

2) угленосную сероцветную мощностью 7—60 м, состоящую из песчаников, алевролитов, аргиллитов с пластами и пропластками угля и углистых алевролитов с большим количеством отпечатков флоры;

3) надугленосную — пестроцветных конгломератов, песчаников, алевролитов и глин мощностью 180 м; она залегает с размывом на кельтемашатской свите и отложениях палеозоя; в ее нижней полови-

не (90 м) конгломераты переслаиваются с песчаниками и глинами, преобладающими в низах (7—23 м).

Отложения двух нижних пачек в дальнейшем именуются кельтемашатской свитой, а верхняя пачка соответствует осадкам тогузской свиты Ленгера.

Кельтемашатская свита охарактеризована 26 образцами из скв. 359, содержащими пыльцу и споры. В ее разрезе встречено два комплекса спор и пыльцы — I а и I б. Ранний комплекс (I а) характеризует осадки подугольной и нижней части угленосной пачки. Количество пыльцы голосеменных растений непостоянно и меняется от 29% (в нижней части) до 86% (в верхней). Среди ногоплодниковых много *Protopodocarpus mollis* Bolch., *Pseudopodocarpus latipediformis* Bolch. (до 5%), *P. multigeneris* Bolch., *P. typica* (Mal.) Bolch.; значительно реже встречаются *Podocarpus unica* Bolch., *P. decora* Bolch., *P. multesima* Bolch. и др. Пыльца сосновых обычно не превышает 15,5% и представлена *Picea gigantissima* Bolch., *P. exilioides* Bolch., *Pseudopicea magnifica* Bolch. и др. Разнообразна пыльца *Cedrus* (0—6,5%) и *Pinus*. Пыльцы древних хвойных *Paleoconiferus asaccatus* Bolch. и *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch. очень мало (0—2%). Гинкговые и цикадофиты составляют 10,5 и 23%. В единичных зернах, но повсеместно встречена пыльца *Caytonia* (0,5—2%). Пыльца *Striatoconiferae* составляет 5—8,5%. Она представлена *Striatopinites glabrescens* Fadd., *Striatoabiepinites brickii* Sed., *Striatopodocarpites* sp., *Florinites pseudostriatus* Fadd. Пыльца араукарий и подокамитов достигает 5,5%. Много пыльцы *Quadraeculina limbata* Mal. Ведущее значение имеют споры мараттиевых и осмундовых, составляющие в нижней части разреза 15,5 и 38%. Среди мараттиевых в нижней части преобладают *Bernoullia aktiubensis* Brick, а в верхней — *Marattia weinmanniformis* Kuz., среди осмундовых — *Osmundites prigorovskiy* Kryshch. et Pryn. и др. Характерны споры хвощовых *Leotriletes microrugosus* Naum., *L. glaber* Naum., *L. rotundus* Naum., *Equisetites ectypus* Sach. и др. Среди селягинелл встречены *Selaginella tabagaensis* Bolch., *S. turgaica* Rom., *S. obscura* Bolch. В небольших количествах присутствуют *Cheiropleuria* (2—3%), *Salvinia perpulchra* Bolch., *Coniopteris* sp., *Lophotriletes nanus* Bolch., *L. testatus* Bolch. В единичных зернах, главным образом в верхней части свиты, отмечены споры *Cibotium*, *Cyathea*, *Matonia*, *Polypodites* и др. В подугольной и нижней частях угольной пачки присутствуют (до 5%) кордаиты (*Cordaites ornatus* (Samoil.) V. Sauer, *C. verus* Sam.), древние хвойные со щелью на теле, *Florinites* (до 2%) и единичная пыльца *Vittatina* Lub.

Спорово-пыльцевой комплекс кельтемашатской свиты I а не сравним с раннеюрскими комплексами Казахстана (Мангышлака, хр. Каратау, Ленгера) и сопредельных территорий (Орь-Илецкого района и Средней Азии). Для комплексов раннего лейаса Средней Азии (Алимов и др., 1967) характерно присутствие большого количества пыльцы древних хвойных (90—96%), в том числе *Paleo-* и *Protoconiferus* Bolch. (до 22%), спор папоротникообразных семейств *Matoniaceae* (до 30%) и *Dipteridaceae* (*Hausmannia*) (до 50%) и отсутствие пыльцы *Striatopinaceae*. В комплексах плинсбах-тоара сохраняется в общем тот же состав и появляются молодые споры *Coniopteris*, *Klukisporites*.

В комплексе I а отсутствуют почти все юрские виды спор и пыльцы. Комплекс составляют в основном поздне триасовые и реже раннеюрские формы. По их составу и соотношениям они близки к рэт-лейасовому комплексу джилльской свиты Иссыккульской впадины, уста-

повленному Н. Е. Дубровской (1967). Листовую флору этой свиты изучала Р. З. Генкина (1966) и сочла ее раннеюрской, считая, что в нижней части разреза возможно присутствие осадков рэта. Р. З. Генкина наиболее близким считает нижнелейасовый флористический комплекс тайсуганской свиты Кендырлыкского буроугольного месторождения. Однако, по исследованиям последних лет, тайсуганская свита считается рэтской.

В верхней части кельтемашатской свиты в интервале пласта «Сложного» в спектрах (комплекс I6) преобладают споры разного видового состава. В отдельных спектрах доминируют споры осмундовых и хвощовых или совместно плауновых, сальвиниевых и маратиевых. Несколько увеличено по сравнению с ранним комплексом количество спор *Coniopteris* и сокращено — пыльца хвойных; исчезли триасовые виды хвойных и *Striatopinaceae*. Комплекс условно отнесен к раннеюрскому. Э. Р. Орловская, изучавшая отпечатки флоры из этой части разреза, отметила небольшое количество хвощовых *Neocalamites* sp. и *Equisetites ferganensis* Sew., преобладание папоротников рода *Cladophlebis* — широко распространенных *Cl. denticulata* (Brongn.) Fort., *Cl. haiburnensis* (L. et H.) или известных в лейасовых флорах *Cl. magnifolia* Brick, *Cl. sublobata* Johanss., *Cl. aktaschensis* Tur.-Ket., *Cl. arqutula* (Heer) Font., присутствие *Clathropteris obovata* Oishi и разнообразных *Podozamites* — *P. lanceolatus* (L. et H.), *Podozamites* sp. cf. *tuhajkulensis* Pryn. Она сближает флору Кельтемашата с раннелейасовой флорой Бурлука*. Таким образом, комплекс кельтемашатской свиты (I) наиболее сходен с рэт-лейасовыми комплексами.

На Ленгерском месторождении изучено около 200 образцов из скважин и карьеров керамических глин. В 40-х годах юрские отложения были разделены на ленгерскую и тогузскую свиты. К первой отнесены сероцветные осадки с прослоями углей, ко второй — более грубые пестроцветные. Такое деление оказалось недостаточным для геологоразведочных работ, и толща была разделена по степени угленосности на три пачки: подугольную, угленосную и надугольную, содержащую в низах разреза маломощные пласты углей и керамических глин. Изучение спорово-пыльцевых спектров позволило отнести к ленгерской свите подугольную, угленосную и часть надугольной пачки, содержащую пласты углей, а к тогузской — верхнюю часть надугольной пачки, обычно пестроцветную.

Ленгерская свита лежит на размытой поверхности палеозоя. В основании находится пачка базальных конгломератов, сероцветных алевролитов и песчаников мощностью до 60 м. Угленосная пачка мощностью до 400 м сложена пестроцветными алевролитами, аргиллитами, песчаниками, конгломератами и пластами угля. Осадки тогузской свиты, лежащие с размывом, состоят в нижней части из сероцветных алевролитов, песчаников, углистых аргиллитов с тонкими пластами углей, в верхней — красноцветных песчаников, алевролитов, конгломератов. Мощность ее до 360 м.

Подугольная пачка ленгерской свиты обычно растительных остатков не содержит, и ее возраст условно считается раннелейасовым. В угленосной пачке установлено два спорово-пыльцевых комплекса. Ранний (II) характеризует интервал пластов «Основной» — «Подверхний». В комплексе преобладает пыльца голосеменных растений (70—95%). Характерно присутствие большого количества пыльцы древних

* Эти отложения отнесены к рэту решением Межведомственного стратиграфического комитета (1968).

хвойных: *Paleoconiferus asaccatus* Bolch., *Protoconiferus funarius* Bolch., *P. flavus* Bolch., *Protopicea cerina* Bolch., *Paleopiceae glaesaria* Bolch., *Protopodocarpus sulphureus* Bolch., *Pseudopodocarpus latipediformis* Bolch., составляющих 20—30%. Пыльца *Picea* и *Pinus* довольно разнообразна, но количество ее не превышает 10—15%. Пыльца гинкговых составляет 20—48%, беннеттитовых — 5—14%, цикадовых — 2—12%, ногоплодниковых — 1,5—2,5%. В небольшом количестве присутствует пыльца *Podozamites*, *Cupressaceae*, изредка — *Classopollis* Pfl. Комплекс спор беден видами. Наиболее характерны *Phlebopteris polypodioides* (Brongn.), составляющий иногда 10—15%, и *Matonia punctata* Fadd.—2—3%. В небольших количествах встречены *Marattia*, *Angiopteris*, *Cibotium junctum* K.-M., *Coniopteris*, *Osmundaceae* (*Osmunda jurassica* K.-M., *Osmundites kugartensis* Sixt.), *Dipteridaceae*—*Clathropteris obovata* Oishi var. *magna* Tur.-Ket., а также *Sphagnum* и *Lycopodium perplicatus* Bolch. Отмечается изменение комплекса по разрезу. В нижней части значительно больше спор сем. *Matoniaceae*, а в верхней — *Osmundaceae*, *Cibotium*, *Coniopteris* и *Acanthotriletes* и меньше пыльцы древних хвойных. Комплекс сходен с позднеюрским (плинсбаха и тоара) комплексом Средней Азии (Алимов и др., 1967). Он близок по составу и процентному содержанию спор и пыльцы хвойных (древних и молодых). Заметно также большое сходство с комплексами плинсбаха и тоара Северного Кавказа, выделенных из отложений, содержащих морскую фауну (Ярошенко, 1965), но в них много пыльцы *Classopollis* Pfl. и больше беннеттитовых и кипарисовых.

Более молодой (III) комплекс характеризует верхнюю часть ленгерской свиты от пласта «Подверхнего» до пласта «Проводник верхний». Он отличается преобладанием спор (60—90%). В комплексе уменьшилось количество спор *Phlebopteris polypodioides* до 5—6%, исчезли споры *Matonia* и резко увеличилось содержание спор *Coniopteris* (до 60%), *Leiotriletes* (*Pteridaceae*) с очень плотной экзиной (до 10—16%), *Hausmannia* (до 14%), *Cibotium* (до 8%), *Gleichenia* (до 8%). Споры *Dictyophyllum harrisii* Cooper составляют 3,5—6%. В заметных количествах присутствуют *Camptotriletes cerebriformis* Naum. (2—4%), *Leiotriletes pallescens* Bolch. (до 2,5%), *Chomotriletes anagrammensis* K.-M., *Clathropteris obovata* Oishi var. *magna* Tur.-Ket., *Osmundaceae* (*Osmundites kugartensis* Sixt.), *Adiantum mollis* Bolch. Повсеместно отмечаются *Todites szeiana* (P'an) Brick., *Lophotriletes sincerus* Bolch., *Onichium baccatus* Bolch. Из голосеменных преобладает пыльца гинкговых (10—20%), беннеттитовых значительно меньше (0—7%). Среди хвойных много молодых видов, близких к современным; древняя пыльца исчезла. В единичных зернах присутствует пыльца *Classopollis* Pfl. Разнообразна пыльца *Podozamites*, достигающая иногда 45%. Комплекс спор и пыльцы хорошо сопоставляется с фаунистически охарактеризованными ааленскими и байосскими комплексами Северного Кавказа (Ярошенко, 1965), аалена и байоса Мангышлака (Просвирякова, 1966) и аалена — байоса Ферганы и Ангрена (Алимов и др., 1967). Для этих комплексов характерно преобладание спор *Coniopteris*, появление глейхениевых, присутствие *Phlebopteris polypodioides* и *Camptotriletes cerebriformis*, *Hausmannia* и исчезновение пыльцы древних хвойных.

Отпечатки растений, собранные в ленгерской свите (список их приведен А. И. Турутановой-Кетовой, 1961), скудны и представлены формами, имеющими широкое вертикальное распространение; они

устанавливают возраст осадков как юра (Э. Р. Орловская) или ранняя юра (Турутанова-Кетова, 1961).

В вышележащей тогузской свите комплекс (IV) установлен на Ленгере в карьерах керамических глин, в скв. 484, 497 и на Кельтемашатском месторождении в скв. 359. На Ленгерском месторождении комплекс тогузской свиты характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных растений (80—96%), главным образом сосновых (до 31%) — *Pinus subconcinua* (Naum.) Bolch., *P. pernobilis* Bolch., *P. divulgata* Bolch. и др. Пыльца гинкговых составляет 14%, беннеттитовых (*Bennettites delucidus* Bolch.) — 20%, группы *Quadraeculina* Mal. — 4,5—8,5%, *Podozamites* — 0,5—19,5%, ногоплодниковых — 4,5—14,5% (*Podocarpus kainarensis* Bolch., *P. patula* Bolch., *P. decora* Bolch. и др.). В единичных зернах встречена пыльца древних хвойных. Споры малочисленны; преобладают *Coniopteris* (1,5—7%), *Hymenophyllum* (до 14%), *Salvinia perpulchra* Bolch., *Gleichenia laeta* Bolch., *Pteridium*. Единичны споры *Lygodium tumulosum* Kuz., *Salvinia karatutensis* Kuz., *Leiotriletes romboides* Bolch., *L. convexus* Bolch., *L. lineatus* Bolch.

На Кельтемашатском месторождении в нижней части тогузской свиты в слоистых пестроцветных песчано-глинистых отложениях появляется большое количество спор *Dictyophyllum*, *Acanthotriletes* sp., осмундовых или разнообразной пыльцы *Araucariidites* sp. В небольших количествах присутствуют *Selaginella trigona* K.-M., *S. flabellulata* Fadd., *S. utrigera* Bolch., *Ophioglossum*, *Cibotium*, *Coniopteris* и др.; гинкговые, цикадофиты, хвойные и *Quadraeculina* Mal. — в единичных зернах. В спектре из средней части толщи конгломератов Кельтемашата больше пыльцы хвойных. Данный комплекс аналогичен комплексу нижней части верхнего отдела юры Средней Азии (Северная Фергана — Аркит, Каратаут и др.), также характеризующемуся преобладанием пыльцы семейства *Pinaceae* (*Pinus*, *Cedrus*, *Pinus*), одинаковым составом спор и большим количеством пыльцы *Cupressaceae* (Алимов и др., 1967). В последнее время этот комплекс относят к средней юре.

Растения, определенные по отпечаткам из карьера керамических глин, мало разнообразны. Кроме форм, приведенных А. И. Турутановой-Кетовой (1961), Э. Р. Орловская встретила *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew., *Coniopteris* sp., *Raphaelina diamensis* Sew., *Brachyphyllum* sp., которые свидетельствуют об относительно молодом возрасте осадков — вероятнее всего, среднеюрском. На Кельтемашатском месторождении в средней части толщи отмечен только *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew.

Приведенные данные позволяют выделить три толщи терригенных осадков, имеющие различные спорово-пыльцевые комплексы и комплексы отпечатков флоры, свидетельствующие о трех этапах формирования флоры:

- 1) рэт-лейасовом (кельтемашатская свита, комплекс I);
- 2) второй половины лейаса — начала средней юры (ленгерская свита, комплексы II и III);
- 3) второй половины средней юры (тогузская свита, комплекс IV).

**З. К. ПОНОМАРЕНКО, С. М. БЛЯХОВА, Р. Б. БАЙБУЛАТОВА,
Е. К. ТЕРЕХОВА, Г. В. САКУЛИНА, Л. Ш. ПОЛУМИСКОВА,
А. Р. ПЕРФИЛЬЕВА, Е. В. НЕСТЕРОВА, А. Х. КАЛЬМЕНЕВА,
Т. В. ПОГОДАЕВА, Н. И. ФИЛИПОВА, Г. В. ЛАРИОНОВА**

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗАХСТАНА ПО ДАННЫМ ПАЛЕОПАЛИНОЛОГИИ

Планомерные палинологические исследования меловых и палеогеновых отложений за последние два десятилетия связаны с расширением геологосъемочных и поисковых работ на нефть, газ, бокситы и другие полезные ископаемые. Возникла необходимость увязать палинологические данные различных исследователей и сопоставить их с идентичными комплексами сопредельных регионов.

Предыдущие исследования, проведенные палинологами на основе местных стратиграфических подразделений, и субъективный подход в определении спор и пыльцы привели к различной датировке близких спорово-пыльцевых комплексов. Единый подход к интерпретации материала и применение в определении спор и пыльцы двух систем — морфологической и генетической — позволили критически пересмотреть фактический материал, помещенный в работах Е. П. Бойцовой (1960, 1964), А. Н. Болховитиной (1953), Н. С. Евлентьевой (1961), Э. А. Копытовой (1960), Л. Н. Ржаниковой (1962), Е. Д. Заклинской (1953, 1955, 1957, 1958) и др., а также в производственных отчетах геологических организаций, и увязать его с огромным материалом авторов. Большим вкладом явилась работа Е. Д. Заклинской (1963) и группы палинологов под редакцией Н. А. Болховитиной (1965), увязавших результаты палинологических исследований Средней Азии и Юго-Западного Казахстана.

При корреляции спорово-пыльцевых комплексов во времени и пространстве на территории Казахстана выделены два района: северный, охватывающий Мангышлак, Устюрт, Примугоджарье, район среднего течения р. Эмбы, северную, центральную и юго-восточную части Тургайского прогиба, Северное Приаралье, центральную часть Казахского нагорья, северный склон Кокчетавского массива, Казахское Прииртышье, Северо-Восточный Казахстан, и южный район, куда входят Восточное и Юго-Восточное Приаралье, Восточные и Северные Кызылкумы, Чуйская и Сарысульская впадины, Юго-Восточный Казахстан (см. рис., табл. 1 и 2). Так как изложить полностью огромный фактический материал, собранный более чем по 300 скважинам, невозможно, приведем общую характеристику однотипных спорово-пыльцевых комплексов. В связи с использованием литературных данных 50-х годов в работе оставлено наименование вида *Schizaea*

Таблица 2

[illegible]

dorogensis (R. Pot.) Chl., тогда как большинством палинологов в настоящее время эта форма отнесена к *Gnetaceapollenites Thiergart em. Jansonius*.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Спорово-пыльцевые комплексы изучены из меловых отложений, широко развитых в районах, окружающих Казахскую складчатую страну, а в Центральном Казахстане выполняющих отдельные понижения древнего рельефа.

Нижний мел

Готерив-барремские (?) спорово-пыльцевые комплексы изучены в Восточных Кызылкумах и Примугоджарье. Для них характерно преобладание пыльцы *Classopollis* Pfl. (6—56, иногда 84*) со значительным участием *Ginkgoales*, *Cycadales* (6—35). В небольшом количестве отмечена пыльца *Podozamites*, *Pinus*, *Cedrus*, *Podocarpus*, *Coniferae*, среди схизейных папоротников (12—26) доминирует *Lygodium* (4—11): *L. subsimplex* Bolch., *L. japoniciforme* E. Iv., *L. cf. japonicum* Sw. Меньше *Pelletieria tersa* (K.-M.) Bolch. (0—1) и ребристых крупных спор с толстой экзиной, похожих на *Schizaea*** (до 10). Много *Coniopteris* (2—8) и *Leiotriletes* Naum. (2—13), в единичных зернах — *Osmunda*, *Cyatheaceae*, *Matonia*, *Gleicheniaceae*. Аналогичные комплексы описали Н. А. Болховитина (1965) из Примугоджарья, К. В. Виноградова (1963) из Мангышлака, Н. И. Фокина (1964) из Устьюрта.

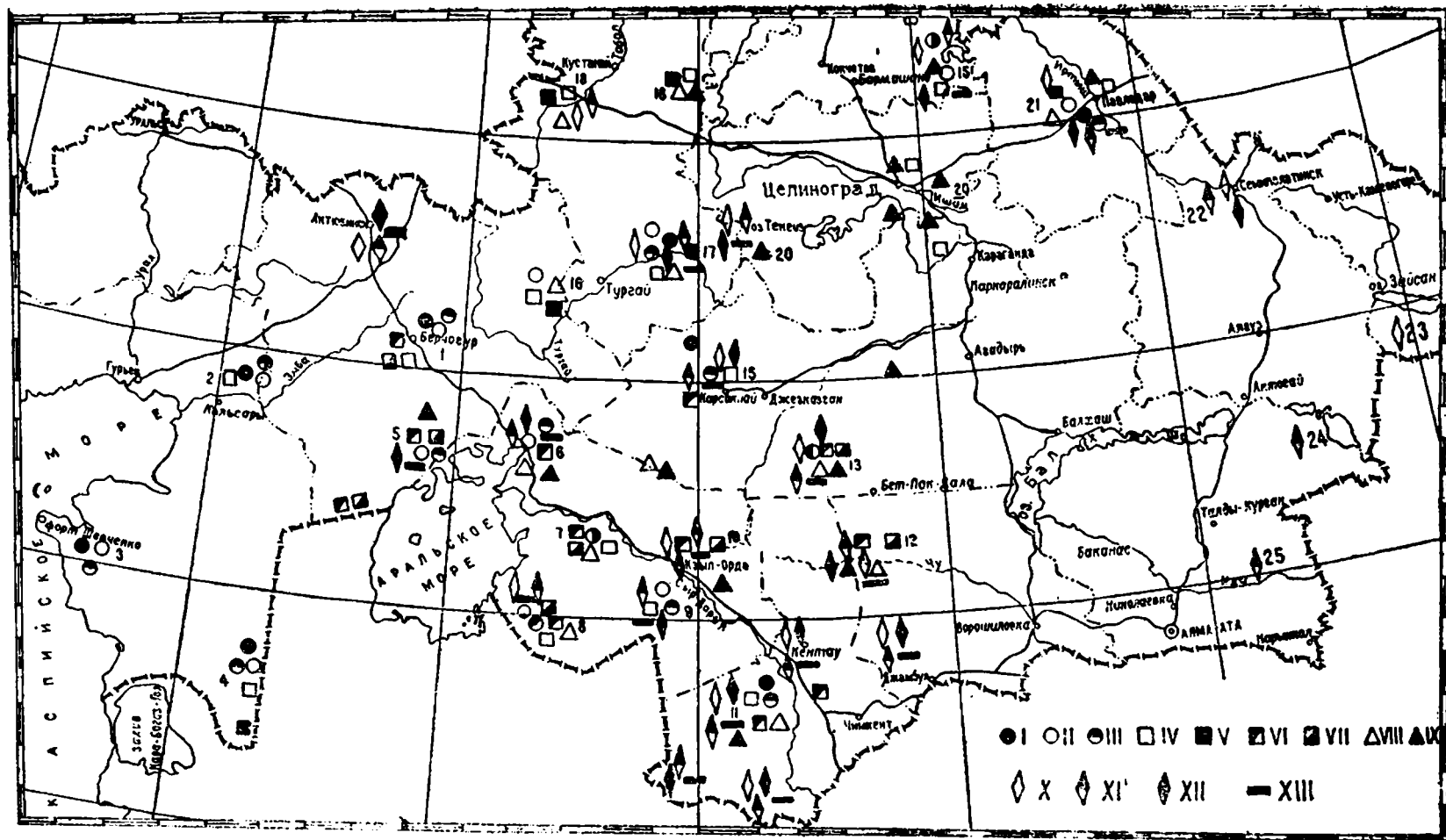
Своеобразный готерив-барремский комплекс описан в центральной части Тургайского прогиба (Бойцова, 1964). От приведенного он отличается большим содержанием спор *Gleicheniaceae* (до 43) и *Pelletieria* (до 22) и почти полным отсутствием руководящих для готерив-барремских комплексов Западной Сибири, Восточного Приаралья, Урала видов *Lygodium horridum* Sach. et E. Iv., *L. longipilosum* E. Iv., *L. spinosum* E. Iv., *L. crassiangulatum* E. Iv., пыльцы *Cycadales*, *Ginkgoales*, *Bennettitales*, *Podozamites* и *Classopollis* Pfl. Кроме того, присутствие пыльцы *Pinus aralica* Bolch. (до 3), спор *Stenozonotriletes radiatus* Chl. (до 1,7) и пыльцы *Tricolporopollenites* Pfl. с сетчатой структурой экины (*Salix* до 1,4), появляющихся лишь с верхнего альба, вызывает сомнение в правильности отнесения этого комплекса к готерив-баррему.

Таким образом, на территории указанных районов в готерив-барремское время существовала единая ассоциация растительности с обилием *Classopollis* Pfl., значительным участием *Ginkgoales*, *Cycadales* и спор схизейных папоротников. Этот комплекс хорошо сопоставляется с одновозрастными комплексами Восточного и Северо-Восточного Кавказа, Средней Азии и Юго-Западного Казахстана.

Антские спорово-пыльцевые комплексы Примугоджарья, Северо-Западного и Северо-Восточного Приаралья характеризуются господством спор, иногда пыльцы голосеменных (до 69). Среди спор доминируют *Gleicheniaceae* (21—57) с участием *Gleichenia triplex* Bolch. В комплексах Примугоджарья (Соркуль, Талдыкащисай), Северо-Западного и Северо-Восточного Приаралья отмечено большое количество спор *Camarozonotriletes* Naum. (до 40). Повсеместно присутствуют *Coniopteris* (4—23). Содержание *Schizaeaceae* колеблется от 10 до

* Здесь и ниже содержание отдельных форм и групп дано в % от общего числа подсчитанных зерен.

** Эти споры следует относить к *Gnetaceapollenites clathratus* Stover, *G. diversus* Stover.



30%. Спорадически отмечены *Osmunda*, *Cibotium*, *Disksonia*, *Cyathea*, *Polypodiaceae*. Среди голосеменных преобладают *Pinaceae* (*Pinus*), *Podocarpaceae*, несколько меньше *Cupressaceae* (10—25). Пыльца покрытосеменных — *Eucommiidites troedssonii* Erdt. и *Tricolpopollenites* Pfl. — в единичных зернах.

Аналогичные спорово-пыльцевые комплексы описали К. В. Виноградова (1963) из фаунистически датированных аптских отложений Мангышлака, Н. А. Болховитина (1963) из среднего течения р. Эмбы и континентальных осадков Северного Приаралья, Примугоджарья и района Аккыр-Букантау, Е. П. Бойцова (1960) из центральной части Тургайского прогиба, Э. А. Копытова (1960) из южной части Прииртышской синеклизы. На основании работы Л. Г. Марковой и др. (1967) доказано, что аптский комплекс, описанный Э. А. Копытовой (1961), следует относить к альбу. Несмотря на близкий состав аптских комплексов различных районов, в них наблюдаются некоторые различия. В Юго-Восточном Приаралье, Аккыр-Букантау больше всего были развиты схизейные папоротники; много пыльцы *Classopollis* Pfl. и *Cupressaceae*, что сближает их с одновозрастными эталонными комплексами Центрального Копет-Дага и Центральных Каракумов. В комплексах Тургайского прогиба, Кокчетавского массива, Северного Приаралья, Примугоджарья, среднего течения р. Эмбы, Мангышлака, Казахского Прииртышья господствующее положение занимали глейхениевые папоротники. Роль схизейных незначительна. Эти комплексы хорошо сопоставляются с одновозрастными комплексами Западной Сибири, Северо-Западного Кавказа, Днепровско-Донецкой впадины и Урала.

Альбские спорово-пыльцевые комплексы изучены в районах Джусалинского поднятия, Аккыр-Букантау, Восточных Кызылкумах, Юго-Восточном и Северном Приаралье, Примугоджарье, Казахском Прииртышье и в северной части Кокчетавского массива. В настоящее время выделяют нижне-, средне- и верхнеальбские комплексы. Ввиду того, что состав спор и пыльцы в нижне- и среднеальбских комплексах близок, дается их общая характеристика.

Нижне-среднеальбские спорово-пыльцевые комплексы повсюду имеют близкий состав и характеризуются почти равным количественным соотношением спор и пыльцы голосеменных, иногда с небольшим преобладанием одной из групп. Постоянно отмечается присутствие пыльцы покрытосеменных — *Tricolporopollenites* Pfl. и *Tricolpopollenites* Pfl. Однако процентное содержание одних и тех же видов изменяется с юга на север. Так, в комплексах Юго-Восточного Приаралья, Восточных Кызылкумов, южной части Казахского Приир-

Схема расположения районов исследований спорово-пыльцевых комплексов меловых и палеогеновых отложений Казахстана. I — готерив-баррема; II — апта; III — альба; IV — сеномана; V — турона; VI — раннего турона; VII — позднего турона; VIII — сенона; IX — маастрихта; X — дата — палеоцена, палеоцена, позднего палеоцена; XI — раннего эоцена; XII — среднего эоцена; XIII — позднего эоцена. 1 — Примугоджарье; 2 — среднее течение р. Эмбы; 3 — Мангышлак; 4 — Устюрт; 5 — Северное Приаралье; 6 — Восточное Приаралье; 7 — район Тюратам; 8 — Юго-Восточное Приаралье; 9 — район Аккыр-Букантау; 10 — район Кызыл-Орды; 11 — Восточные Кызылкумы; 12 — Чуйская впадина; 13 — Сарысуйская впадина; 14 — Западно-Атасуйский район; 15 — юго-восточная часть Тургайского прогиба; 16 — юго-западная часть Тургайского прогиба; 17 — центральная часть Тургайского прогиба; 18 — северная часть Тургайского прогиба; 19 — северный склон Кокчетавского массива; 20 — Центральный Казахстан; 21 — Прииртышье; 22 — район Семипалатинска; 23 — Зайсанская впадина (Тайжугзен); 24—25 — Юго-Восточный Казахстан (Илийская и Колпаковская впадины).

тышья доминируют споры схизейных папоротников (7—30) — *Ane-mia*, *Pelletieria*, *Lygodium* — и пыльца *Cupressaceae* (до 49), а количество спор *Gleicheniaceae* не превышает 4—15. Покрытосеменные составляют не более 3. В районах Мангышлака, Северного и Восточного Приаралья, Примугоджарья, Устюрта, среднего течения р. Эмбы, Кокчетавского массива, юго-восточной части Тургайского прогиба господствуют глейхениевые папоротники (до 42) и пыльца *Pinaceae* (до 49) с значительным участием *Cedrus* (до 15). Пыльца покрытосеменных достигает 20%, в то время как споры *Schizaeaceae* и пыльца *Cupressaceae* (исключая Мангышлак) не превышают 18. В комплексах всех районов отмечены споры *Coniopteris* (до 14), *Leiotriletes* N a u m. (до 4—9), меньше *Cibotium*, *Cyathea*, *Polypodiaceae*, *Stenozonotriletes*, *Hymenozonotriletes* и др. Значительная роль принадлежит пыльце *Pinus*. Спорадически отмечены *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Abies*, *Ginkgo*, *Caytonia*. Близкие по составу комплексы описали К. В. Виноградова (1963) на Мангышлаке, Н. А. Болховитина (1965) в Северном, Восточном и Северо-Западном Приаралье.

Верхнеальбские спорово-пыльцевые комплексы содержат почти равное количество спор папоротникообразных и пыльцы голосеменных. Среди спор преобладают по-прежнему в южных районах *Schizaeaceae*, в северных — *Gleicheniaceae*. Характерно постоянное присутствие в небольшом количестве (3—7) спор, руководящих для сеноман-туронского времени: *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Chl., *Selaginella kemensis* Chl. et Krasn., *Pteris cretacea* Chl., *Taurocuspites reduncus* (Bolch.) Stover, *Stenozonotriletes radiatus* Chl.

Среди голосеменных появляются *Pinus aralica* Bolch. (3—4) наряду с большим количеством разнообразных видов *Pinus*. Много пыльцы *Cupressaceae*. Меньше *Podocarpus*, *Dacrydiumites*, *Dacrydium*, *Cedrus*. Другой особенностью является увеличение пыльцы покрытосеменных в южных районах до 15, в северных — до 25, представленной формальными родами *Tricolporopollenites* Pfl., *Tricolporopollenites* Pfl., а также единичными зернами *Platanaceae*, *Menispermaceae*. Однотипные комплексы описаны в Северном и Восточном Приаралье (Болховитина, 1965).

В результате изучения альбских спорово-пыльцевых комплексов отмечены следующие особенности:

1. В комплексах нижнего — среднего альба увеличивается по сравнению с аптом количество пыльцы *Cupressaceae* и появляется, а в некоторых районах постоянно присутствует пыльца покрытосеменных. Среди спор доминируют *Schizaeaceae* и *Gleicheniaceae*.

2. В комплексах верхнего альба увеличивается количество пыльцы покрытосеменных и постоянно присутствуют в небольшом количестве споры, руководящие для сеноман-туронского времени.

По составу описанные комплексы хорошо сопоставляются с альбскими комплексами Гиссарского хребта, Восточной Туркмении, Центральных Кызылкумов и Западной Сибири.

Верхний мел

Сеноманские спорово-пыльцевые комплексы Тургайского прогиба, внутренней части Казахского нагорья, Кокчетавского массива и Прииртышья обычно характеризуются преобладанием пыльцы голосеменных (40—80) над спорами папоротникообразных (20—55) и присутствием пыльцы покрытосеменных (4—30). Шире всего развиты сосновые (до 60): *Pinus* с участием пыльцы *Pinus aralica* Bolch. (1,6—8,5), а также *Cedrus* (1—25), представленные большим коли-

чеством видов. В меньшем числе отмечены *Podocarpus* (4—6), *Dacrydium* (4—5), *Dacrydiumites* (8—9) и *Cupressaceae*; в единичных зернах — *Ginkgoales*, *Cycadales* и *Classopollis*. Среди спор господствуют *Gleicheniaceae* (2—20) и *Schizaeaceae* (5—15): *Lygodium* (0,5—15), *Pelletieria* (0—3), *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Chl. (1,7). В небольшом количестве присутствуют споры *Sphagnum*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium*, *Cyathea*, *Alsophila*. Постоянны *Selaginella caudata* Krasn., *S. velata* (Weyl. et Krieg.) Krasn., *S. orbiculata* Krasn., *Aequitriradites verrucosus* (Cook. et Dett.) Dett. (до 4), а также *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover (0,5—9), *Stenozonotriletes radiatus* Chl. (0,5—4), *S. exuperans* Chl. (0—1,5), *Pteris cretacea* Chl. (0,5—5), *Osmunda granulata* Chl. (0,5—1,0), *Cingulatisporites euskirchenoides* Delc. et Sprum. (0—9,0), *Divisisporites euskirchenensis* Thomson. (1—4,5). Среди покрытосеменных преобладает пыльца преимущественно с сетчатой структурой экины (до 40): *Tricolpopollenites*, *Tricolporopollenites*, *Menispermaceae*, *Platanaceae*, *Hamamelidaceae*, *Quercites sparsus* (Mart.) em. Sam. при значительном участии пыльцы *Tricolpopollenites* Pfl. с гладкой структурой экины. Характерно присутствие пыльцы *Gothanipollis* Krutz. (до 2), *Penetetrapites mollis* Hedl. and Norris (до 5), *Bohemiperiporis zaklinskaja* Pocl. (до 11), реже — *Sporopollis* Pfl., *Vacuopollis* Pfl. Единично отмечена *Monoporopollenites* Pfl.

Идентичные спорово-пыльцевые комплексы описаны для среднего течения р. Эмбы, по рекам Каинкабак, Аят, Кульдендемир, для Убаганского месторождения (Болховитина, 1963), в центральной, юго-западной, северной и юго-восточной частях Тургайского прогиба (Бойцова, 1960) и южной части Иртышской синеклизы (Копытова, 1960). Этот комплекс близок к сеноманским комплексам Зауралья и Западной Сибири («Пыльца и споры Западной Сибири», 1961).

Иного состава комплексы изучены в Юго-Восточном, Восточном Приарале, Северных Кызылкумах, Сарысуйской впадине. В них споры папоротникообразных и пыльца голосеменных находятся почти в равных соотношениях, иногда с небольшим преобладанием спор. Среди последних наиболее развиты схизейные (до 40): *Anemia* (*A. macrorhyza* (Mal.) Bolch., *A. perforata* Mark.), *Pelletieria* (*P. tersa* (K.-M.) Bolch., *P. minutaestriata* Bolch.), *Schizaea* (*S. certa* Bolch., *S. dorogensis* (P. Pot.) Chl.). Появляются *Lygodium amudarjicum* Fok., *L. sibiricum* Bolch. Глейхениевые папоротники отмечены в небольшом количестве. Довольно много *Coniopteris* (4—10), *Leiotriletes* Naum. (2—23), а также *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover (4,5—10), *Stenozonotriletes radiatus* Chl. (1—4), *St. exuperans* (0,5—4), *Pteris cretacea* Chl. (0,5—5,5), *Hymenozonotriletes bracteatus* Bolch. (1—10), *Cingulatisporites euskirchenoides* Delc. et Sprum. (0,5—5), *Divisisporites euskirchenensis* Thomson. (1—8). Появляется *Helminthostachys halcabadica* Fok. Споры *Selaginella velata* (Weyl. et Krieg.) Krasn., *S. granata* Bolch., *Aequitriradites verrucosus* (Cook. et Dett.) Dett., *Selaginella kemensis* Chl., *S. ferganica* Fok. не превышают 10%. Голосеменные (18—33) представлены пыльцой семейства *Pinaceae* (14—23) — *Pinus*, *Cedrus*, *Picea*. В значительном количестве встречены *Classopollis* Pfl. (3—20) и *Cupressaceae* (2—15). Среди покрытосеменных доминирует пыльца формальных родов *Tricolpopollenites* Pfl., *Tricolporopollenites* Pfl., часто с сетчатой структурой экины.

Ближние комплексы описала Н. А. Болховитина (1965) в Северо-Восточном Приарале и Юго-Западном Устюрте. Комплекс южных районов хорошо параллелизуется с сеноманскими комплексами Цент-

ральных Каракумов, Южного Приаралья, Восточной Туркмении и Байрам-Али. В юго-восточной части Тургайского прогиба, Сарысуйской впадине, районе Тюратам и южной части Казахского Прииртышья встречаются комплексы обоих типов, что, видимо, связано с нахождением этой территории на стыке двух различных палеофлористических подпровинций.

Туронский спорово-пыльцевой комплекс Тургайского прогиба характеризуется почти равным соотношением всех групп растений. Иногда преобладают голосеменные. В отличие от сеноманского в нем возросло количество и разнообразие покрытосеменных (до 40). Наряду с пыльцой *Tricolpopollenites* Pfl. и *Tricolporopollenites* Pfl. с гладкой и сетчатой структурой экзины много (до 15) *Gothanipollis* Krutz., *Vacuopollis* Pfl., *Sporopollis* Pfl. Впервые появляется пыльца *Trudopollis* Pfl., в единичных зернах встречена пыльца *Proteacidites* Cook. et Cooper. Среди спор доминируют *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae*. Единичны *Selaginellaceae*, *Tauocusporites reduncus* (Bolch.) Stover, *Stenozonotriletes radiatus* Chl. Среди голосеменных шире всего развита пыльца семейства *Pinaceae*, особенно *Pinus*, в том числе *Pinus aralica* Bolch. (до 25). Аналогичные комплексы описаны из туронских отложений северной и центральной частей Тургайского прогиба (Бойцова, 1960), южной части Прииртышской синеклизы (Копытова, 1960) и из датированных фауной отложений юго-западной части Тургайского прогиба (Бойцова, 1960).

Совершенно иной комплекс выделен из туронских отложений южных районов, где установлены ранне- и позднетуронский спорово-пыльцевые комплексы.

Для *раннетуронских* комплексов характерен расцвет спор папоротникообразных (60—80), среди которых, в отличие от сеноманского, резко увеличено количество спор *Helminthostachys halcabadica* Fok. (до 7), *Pteris cretacea* Chl. (4—8), *Osmunda granulata* (Mal.) Chl. (8—9), *Tauocusporites reduncus* (Bolch.) Stover (10—24), *Stenozonotriletes radiatus* Chl., *St. exuperans* Chl. (до 16). Большого видового разнообразия достигли споры *Selaginellaceae* (7—20): *S. kemensis* Chl. et Krasn., *S. utriculosa* Krasn. и др. Среди схизейных велико содержание *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Chl. (10—20), *Lygodium amudarjicum* Fok. (до 10) и *Lygodium sibiricum* Bolch. (1—4). Количество спор *Amenia*, *Pelletiera* и других видов *Lygodium* сокращено. Среди голосеменных преобладают *Pinaceae* (7—20): *Pinus*, реже *Cedrus*; пыльца *Cupressaceae* — *Taxodiaceae* составляет 6—10%. В комплексах Восточных Кызылкумов и Юго-Восточного Приаралья отмечено много пыльцы *Classopollis* Pfl. (20, редко 60), участие которой в комплексах остальных районов незначительно. Покрытосеменные (2—10) представлены пылью *Tricolpopollenites* Pfl., *Tricolporopollenites* Pfl., *Quercites sparsus* (Mart.) em. Samoil., *Menispermaceae*. Появляется *Tricolporites striatellus* N. M t c h. Только в комплексах Прииртышья отмечается до 2% пыльцы стеммы *Normapolles* Pfl., характерной для комплексов северных районов. За эталонный нами взят комплекс, выделенный из датированных фораминиферами нижнетуронских отложений Восточных Кызылкумов (М. Я. Мартынова). Близкие комплексы описаны в Северном и Восточном Приаралье и Западном Примугоджарье (Болховитина и др., 1965).

Позднетуронские спорово-пыльцевые комплексы характеризуются в отличие от раннетуронского возрастанием роли покрытосеменных (10—18), среди которых большого разнообразия достигает пыльца *Tricolporites striatellus* N. M t c h. (2—10). Среди спор увеличивает-

ся количество *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Chl. (15—25) и сокращается *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover., *Stenozonotriletes radiatus* Chl., *Pteris cretacea* Chl., *Lygodium amudarjicum* Fok., *Helminthostachys halcabadica* Fok., *Selaginellaceae*. Постоянно присутствует *Pinus aralica* Bolch. (1—15). Аналогичный комплекс с большим количеством пыльцы *Tricolporites striatellus* N. M t c h. был описан Н. А. Болховитиной, И. З. Котовой (1965) в Примугод жарье как раннетуронский. Однако изучение непрерывных разрезов туронских осадков в Чуйской, Сарысуйской впадинах, северной части Устюрта, Восточного Приаралья показало, что этот комплекс приурочен к верхней части разреза туронских осадков. Очевидно, и комплекс Примугод жарья следует датировать поздним туроном.

Анализ спорово-пыльцевых комплексов туронских отложений показал:

1. В спорово-пыльцевом комплексе турона северных районов господствует пыльца *Pinus*, в том числе *P. aralica* Bolch. и споры *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae* наряду со значительным количеством пыльцы формальных родов *Gothanipollis* Krutz., *Vacuipollis* Pfl. Он хорошо сопоставляется с туронскими комплексами юга Западной Сибири.

2. Спорово-пыльцевой комплекс раннего турона южных районов характеризуется преобладанием сеноман-туронских спор папоротникообразных, возрастающей среди них ролью *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Chl. и появлением пыльцы *Tricolporites striatellus* N. M t c h. Этот комплекс имеет большое сходство с комплексами, выделенными из датированных туронских отложений Южного и Юго-Восточного Устюрта, Южного Приаралья, Центральных Кызылкумов, района Газли, но отличается от них резким сокращением содержания пыльцы *Classopollis* Pfl. (кроме районов Восточных Кызылкумов и Юго-Восточного Приаралья).

3. В позднетуронском комплексе южных районов по сравнению с ранним туроном сокращается количество сеноман-туронских спор, увеличивается количество *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Chl., *Pinus aralica* Bolch. и *Tricolporites striatellus* N. M t c h. По своему составу он близок к позднетуронским комплексам Средней Азии.

Сенонские (коньяк-сантон-кампан) спорово-пыльцевые комплексы (Тургайский прогиб, Прииртышье, Кокчетавский массив, район Тюратам) характеризуются почти равным соотношением спор, голосеменных и покрытосеменных. Господствующее положение среди покрытосеменных (15—30) занимает пыльца *Gothanipollis* Krutz. (5—10), *Vacuipollis* Pfl. (10—20), *Trudopollis* Pfl. (5—15), меньше *Oculopollis* Pfl., *Latipollis cavernosus* Krutz.; появляются *Proteacidites* Cook. et Couper, *Thomsonipollis* Krutz., *Casuarinidites* Cook. et Pike. Голосеменные в основном представлены пыльцой *Pinaceae* — *Pinus* с участием *Pinus aralica* Bolch., *Cedrus*. Реже отмечаются *Cupressaceae*, *Taxodiaceae*, *Podocarpaceae*. Среди спор преобладают *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae*. Иногда много *Polypodiaceae* и *Hemitelia*. Сходные комплексы установлены из охарактеризованных фауной осадков Кушмурунского, Сарбайского районов и недатированных отложений других участков в северной и центральной частях Тургайского прогиба (Бойцова, 1960).

Резко отличный комплекс выделен в южных районах (Восточные Кызылкумы, Чуйская и Сарысуйская впадины, район Кызыл-Орды), хотя соотношение спор, пыльцы голосеменных и покрытосеменных аналогичное. Среди спор преобладает *Schizaea dorogensis* (R. Pot.)

Сhl. и сокращается содержание сеноман-туронских спор, среди которых почти полностью исчезают *Lygodium amudarjicum* Fok., *L. sibiricum* Bolch., *Helminthostachys halcabadica* Fok. В большом количестве отмечена пыльца *Pinaceae* с участием *Pinus aralica* Bolch., в незначительном — *Cupressaceae*, *Taxodiaceae*, *Classopollis* Pfl. Последняя в Чуйской впадине и Восточных Кызылкумах составляет 8—13%. Среди покрытосеменных (18—45) наряду с обилием пыльцы *Tricolpopollenites* Pfl., *Tricolporopollenites* Pfl. с гладкой и сетчатой структурой экзины (особенно в нижней части разреза) в значительном количестве присутствуют *Tricolporopollenites radiatostratus* (N. Mch.) Bratz. (2—9), *T. mutabilis* (N. Mch.) Bratz. (4—3), *Betpakdalina* Zakl. (1—5), *Loranthaceae* (1—5), *Altingia* (1—2), *Gothanipollis* Krutz. (1—4), *Liliacidites* N. Mch. (1—4) и эндемичные *Angiospermae*.

Из морских отложений Северного, Восточного и Юго-Восточного Приаралья установлен комплекс, в котором доминируют споры *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Chl. с незначительным участием сеноман-туронских спор (до 10) папоротникообразных. Пыльца *Classopollis* Pfl. единична и лишь в Юго-Восточном Приаралье достигает 16%. Среди голосеменных широко развита пыльца *Pinaceae* (*Pinus* с участием *P. aralica* Bolch.). Покрытосеменные (4—35) представлены пыльцой *Tricolpopollenites* Pfl., *Tricolporopollenites* Pfl., *Gothanipollis* Krutz. (до 20). В единичных зернах отмечены *Vacuopollis* Pfl., *Trudopollis* Pfl., *Liliacidites* N. Mch., *Tripoporopollenites robustus* Pfl., *Nudopollis* Pfl. Близкий по составу комплекс описала Н. А. Волховитина для Примугоджарья, Северного и Восточного Приаралья (1953, 1965).

Таким образом, для сенонского века установлены комплексы трех типов. Первый — с господством спор *Gleicheniaceae*, пыльцы *Pinus* (в том числе *P. aralica* Bolch.), а среди покрытосеменных *Gothanipollis* Krutz., *Sporopollis* Pfl., *Trudopollis* Pfl., *Oculopollis* Pfl. (мелких размеров) — развит в северных районах и хорошо сопоставляется с сенонскими комплексами Урала, Западной Сибири. Второй — с господством *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Chl. с незначительным участием сеноман-туронских видов спор папоротников, селягинеллевых и большим количеством пыльцы покрытосеменных, принадлежащей эндемичным неопределенным растениям, — развит в южных районах. В литературе описания близких ему комплексов нет. Третий комплекс характеризуется смешанным составом. Среди спор доминируют *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Chl., характерная для южных комплексов, а среди покрытосеменных — пыльца *Normapollis* Pfl., широко развитая в комплексах северных районов.

Маастрихтский комплекс северных районов (Амангельдинский, Целиноградский и Западно-Атасуйский районы, Тургайский прогиб, Северное Приаралье, Северный Устюрт, северная часть Кокчетавского массива и Прииртышье) характеризуется неравным соотношением спор, голосеменных и покрытосеменных. Чаще преобладают голосеменные (до 80) или покрытосеменные (до 60) и лишь в комплексах Софиевского месторождения — споры (до 51). Господствуют среди голосеменных *Pinus* (до 75) с обязательным присутствием *P. aralica* Bolch. (2—10), реже *Cedrus*, *Picea*, *Abies*. Значительно количество (4—15) *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*. Спорадически отмечены *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Ginkgo*. Пыльца *Classopollis* Pfl. единична в комплексах Северного Приаралья, а в центральной части Тургайского прогиба ее содержание достигает 10%. Характерно разнообразие и большое количество бобовидных спор *Polypodiaceae* (3—29) — *Dryopteris*,

Polypodiisporites flexus Chl., *Davallia aspera* Botsch. и *Gleicheniaceae* (3—15). Споры сеноман-туронского времени отмечены в единичных зернах. В составе покрытосеменных наблюдаются некоторые отличия; в комплексах Целиноградского района и Прииртышья руководящими являются *Syncolpites porosus* N. Mch., *Aquilapollenites Rouse*, *Mancicorpus* N. Mch., *Quercites sparsus* (Mart.) em. Samoil., *Tripolina globosa* Chl., *Proteacidites Cook* et Couper, *Triporopollenites plicoides* Zakl., развитые в Западной Сибири. В небольшом количестве отмечена пыльца *Gothanipollis Krutz.*, *Plicapollis sertae* Pfl., *Myrica* aff. *carolinensisiformis* Gladk. и в единичных зернах — *Trudopollis* Pfl. В комплексе Западно-Атасуйского района и юго-восточной части Тургайского прогиба пыльца последней группы господствует (исключая *Trudopollis* Pfl., *Oculopollis* Pfl.) наряду с пылью, руководящей для маастрихтских отложений Западной Сибири. В комплексе центральной и северной частей Тургайского прогиба, Северного Приаралья, северного склона Кокчетавского массива господствует пыльца *Trudopollis nonperfectus* Pfl., *T. conector* Pfl., *T. orthomechanicus* Pfl., *T. directus* Pfl., *Oculopollis* Pfl., *Plicapollis sertae* Pfl., *P. peneserta* Pfl. (3—15). Пыльца *Aquilapollenites Rouse*, *Mancicorpus* N. Mch., *Proteacidites Cook* et Couper отмечена в небольшом количестве. Во всех комплексах присутствует пыльца *Tricolpopollenites* Pfl., *Tricolporopollenites* Pfl. преимущественно с сетчатой структурой экзины.

Иной по составу комплекс изучен в Восточных Кызылкумах, Чуйской и Сарысуйской впадинах, районе Кызыл-Орды. В нем споры, голосеменные и покрытосеменные находятся в равных соотношениях или преобладает одна из указанных групп. Среди спор доминирует *Schizaea doregensis* (R. Pot.) Chl. (до 25). Во всех комплексах отмечено присутствие спор папоротникообразных и селягинеллевых сеноман-туронского времени, которые в сумме не превышают 4—8%, но каждый вид представлен единичными зернами. Среди голосеменных господствуют *Pinus* (14—30), *P. aralica* Bolch. (2—11), *Taxodiaceae* и *Cupressaceae* (6—20). Пыльца *Classopollis* Pfl. достигает 25%. Многообразна пыльца покрытосеменных. Наряду с многочисленной пылью *Tricolpopollenites* Pfl., *Tricolporopollenites* Pfl. в значительном количестве присутствует *Tricolporopollenites radiatostriatus* (N. Mch.) Bratz. (3—8), меньше *T. mutabilis* (N. Mch.) Bratz., *Liliacidites* N. Mch., *Proteacidites Cook* et Couper., *Aquilapollenites Rouse*, *Mancicorpus* N. Mch., *Betpakdalina Zakl.*, *Lorat-hacites* N. Mch., *Gothanipollis gothani* Krutz. Характерно появление пыльцы *Triorites harrisii* Couper, *Triporopollenites plicoides* Zakl., *T. robustus* Pfl., *Plicapollis sertae* Pfl., *Betulaepollenites microexcelsus* R. Pot., *Tricolpites* aff. *matauraensis* Couper, *Ulmoideipites krempii* Anders., в сумме составляющие 10—20%. Пыльца *Trudopollis* Pfl., *Oculopollis* Pfl. отмечена в единичных зернах.

Следует сказать, что комплексы Северного и Восточного Приаралья, центральной и юго-западной частей Тургайского прогиба, Северного Устюрта, возраст которых определен микрофауной, характеризуются смешанным составом спор и пыльцы. Среди спор наряду с *Polypodiaceae* (0,5—4,5) и *Gleicheniaceae* (3—10), широко развитых в комплексах северных районов, отмечено много *Schizaea doregensis* (R. Pot.) Chl. (1—6), характерных для комплексов южных районов. Наряду с пылью *Pinus* (в том числе *P. aralica* Bolch. — 3—9) много пыльцы *Classopollis* Pfl. (1—30) и *Cupressaceae* (0,5—8). Покрытосеменные составляют 4—47%. В описываемом комплексе мало пыльцы *Tricolporopollenites* Pfl. и *Tricolpopollenites* Pfl. с сетчатой

структурой эскины (2—3), *Triporopollenites plicoides* Zakl. (до 1), *Tricolporopollenites radiatostratus* (N. Mch.) Bratz. (до 1,5), широко представленных в южных районах, и много пыльцы *Trudopollis* Pfl., *Nudopollis* Pfl., *Oculopollis* Pfl. (2—30), *Plicapollis sarta* Pfl. (0,5—8,5), преобладающих в северных районах. В единичных зернах присутствуют *Aquilapollenites* Rouse, *Mancicorpus* N. Mch., *Proteacidites* Cook. et Couper, *Liliacidites creticus* N. Mch., встречающиеся в комплексах как северных, так и южных районов. Для этих комплексов характерно обилие микропланктона: *Membranosphaeridium complex* (White) Delf., *Deflandrea rectangularis* Cook. et Eis., *D. tripartita* Cook. et Eis., *Chrysomonadineae*? и др. Аналогичные комплексы описали Е. П. Бойцова (1960) в Примугоджарье и центральной части Тургайского прогиба.

Анализ выделенных из маастрихтских отложений спорово-пыльцевых комплексов показал:

1. Для комплексов северных районов характерно преобладание хвойных *Pinaceae*, спор *Polypodiaceae* и *Gleicheniaceae*. Среди покрытосеменных на западе доминирует пыльца *Normapolles* Pfl., на востоке — *Aquilapollenites* Rouse, *Proteacidites* Cook. et Pike.

2. В комплексе южных районов преобладает *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Chl., *Pinaceae*, *Classopollis* Pfl., а среди покрытосеменных появляется пыльца «пликоидного» и «бегулоидного» типов и *Proteacidites* Cook. et Pike.

3. Комплекс Северного и Восточного Приаралья, юго-западной части Тургайского прогиба имеет смешанный состав спор и пыльцы; в нем отмечаются компоненты комплексов северного и южного типов.

ПАЛЕОГЕН

Палеогеновые отложения, как и меловые, широко распространены в районах, окружающих Казахскую складчатую страну. Они представлены морскими и прибрежно-морскими фациями и имеют непрерывные разрезы. В центральных частях Казахского нагорья и в Зайсанской котловине эти осадки континентальные и выполняют наиболее глубокие впадины эрозионного и карстового происхождения.

Палеоценовые комплексы южных районов (Кызылкумская и Чуйская впадины) имеют приблизительно равные соотношения пыльцы покрытосеменных и голосеменных. Среди покрытосеменных преобладает пыльца видов *Myrica*, *Myricites myricoides* (Krem p) Pfl. (0,5—2,5), *Truatriopollenites aroboratus* Pfl. (1—2), *T. roboratus* Pfl. (1—2). Разнообразна эндемичная пыльца *Oenotheraceae* и *Carpifoliaceae*. Постоянно встречается пыльца формальных родов *Normapolles* Pfl. (3—7): *Nudopollis* Pfl., *Sporopollis* Pfl., *Oculopollis* Pfl., *Trudopollis* Pfl., *Extratripurapollenites* Pfl., а также пыльца *Platycarya*, *Zelkova*, *Alnus*, *Quercus*, *Ericaceae*. В комплексе Кызылкумского района господствует среди голосеменных пыльца *Classopollis* Pfl. (30—80), тогда как в Чуйском районе ее количество колеблется от 0 до 30%. В комплексах обоих районов в небольшом количестве отмечена пыльца *Pinaceae*, *Phyllocladus palaeogenicus* Cook. et Pike., *Podocarpaceae*, *Psophosphaera*, *Coniferae*. Споры в комплексе Кызылкумской впадины единичны (1—2), в Чуйской достигают 20% за счет бобовидных форм *Polypodiaceae* (*Dryopteris*).

В комплексе, выделенном из нижней части палеоценовых осадков (гипсоносно-ангидритовой пачки) Кызылкумской впадины, увеличивается количество неизвестной пыльцы экстратрипоратного ти-

па, возможно, принадлежащей к особым видам рода *Extratriporopollenites* Pfl. Эта же пыльца отмечена и в комплексе, выделенном из черных глин северной части Чуйского района, наряду с большим количеством пыльцы *Caprifoliaceae*, *Oenotheraceae* (до 11) и в отдельных спектрах *Aquilapollenites* Pfl. (до 6). Своеобразие указанных комплексов и их стратиграфическое положение позволяют считать их дат-палеоценовыми. Не исключена возможность отнесения их к датскому веку.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из верхней части палеоценового разреза тех же районов, характеризуется абсолютным преобладанием «мирикоидной» пыльцы — *Comptonia*, *Myrica*, а также *Triatriopollenites aroboratus* Pfl., *T. confusus* Zakl., *T. roboratus* Pfl., *Tricolporites erdtmanii* Zakl. По сравнению с ранним палеоценом уменьшилось количество пыльцы *Oenotheraceae*, *Caprifoliaceae* и полностью исчезает *Classopollis* Pfl. Пыльца стеммы *Normapolles* Pfl. присутствует в небольшом количестве. Аналогичный комплекс получен Р. Б. Байбулатовой в Зайсанской котловине (Тайжугзен). Сходные комплексы описала Г. М. Братцева (1969) из нижней части кивдинской свиты: Зейско-Буреинской депрессии и М. Д. Болотникова (1966) для бассейна р. Тадуш Дальнего Востока.

В дат?-палеоценовом комплексе северных районов (Сарысуйская впадина, Центральный Казахстан, Казахское Приаралье, Тургайская впадина, Прииртышье, Примугоджарье) преобладает пыльца покрытосеменных (75—85), среди которой господствуют (30—40) *Trudopollis protrudens* Pfl., *T. baculotrudens* Pfl., *T. pertrudens* Pfl., *T. rugosus* (Mart.) Zakl., *Extratriporopollenites clarus* Pfl., *E. major* Mart., *E. menneri* Mart., *Oculopollis* Pfl., *Bassopollis* Pfl. Значительно участие *Triatriopollenites excelsus* (R. Pot.) Pfl. (0,5—47), *T. rorubituities* Pfl. (0—11), *T. confusus* Zakl. (0—26), *Triporopollenites robustus* (0—30,5). Меньше отмечено *Triatriopollenites plicatus* (R. Pot.) Th. et Pfl., *Tricolporites erdtmanii* Zakl., *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.) Th. et Pfl., *Tricolpopollenites* Pfl., а также *Moraceae*, *Carya*, *Platycarya*, *Engelhardtia*, *Ericaceae*, *Salix*. Постоянно присутствует *Monocolpites bisulcus* Mart. (до 12). Из голосеменных (5,5—45) следует отметить *Pinaceae*, *Podocarpaceae*, *Cupressaceae*, *Taxodiaceae*. Встречаются единичные зерна *Ginkgo*, *Cycadaceae*, *Ephedra*, *Classopollis*. Среди спор преобладает *Sphagnum* (0—32), *Selaginella simplex* Krahn. (иногда до 50). В небольшом количестве встречены *Cyathea*, *Anemia*, *Ophioglossaceae*, *Lygodium*. Аналогичные комплексы описаны Е. П. Бойцовой (1960), Е. Д. Заклинской (1963), Н. С. Евлентевой (1961).

Из верхней части разреза палеоценовых осадков в северных районах выделен комплекс, близкий позднепалеоценовому в южных районах. В нем доминирует пыльца *Myrica*, *Triatriopollenites confusus* Zakl., *T. rorubituities* Pfl., *T. excelsus* (R. Pot.) Pfl., *Tricolporites erdtmanii* Zakl. Среди представителей стеммы *Normapolles* Pfl. шире всего развита пыльца формального рода *Nudopollis* Pfl. Отмечены единичные зерна *Trudopollis* Pfl., *Oculopollis* Pfl. и др. Однако в отличие от позднепалеоценового комплекса южных районов в нем в большом количестве отмечена пыльца *Triporopollenites robustus* Pfl., *T. vadosus* Pfl.

Таким образом, удалось установить:

1. Дат?-палеоценовые и раннепалеоценовые комплексы южных и северных районов резко отличны. Комплекс южных районов характеризуется обилем «мирикоидной» пыльцы и представителей семейств *Oenotheraceae* и *Caprifoliaceae*, а среди голосеменных — *Classopollis*

P f l. В настоящее время в литературе подобные комплексы не описаны. Комплекс северных районов характеризуется господством пыльцы стеммы *Normapolles* P f l. и аналогичен комплексам, выделенным Ю. М. Пелипенко (1966) из палеоценовых отложений Днепровско-Донецкой впадины, И. М. Покровской (1966) — для Запорожской области, В. В. Коралловой (1966) — для северной части Украины, Л. А. Портнягиной (1966) — для Карпат, С. Р. Самойлович — для Западно-Сибирской низменности.

2. Позднепалеоценовые комплексы на территории Казахстана имеют близкий состав и отличаются друг от друга лишь присутствием эндемиков раннепалеоценовой флоры. На юге — *Oenotheraceae* и *Caprifoliaceae*, на севере — формальные рода стеммы *Normapolles* P f l.

Раннеэоценовые спорово-пыльцевые комплексы изучены из Примутоджарья, центральной части Тургайского прогиба, Центрального Казахстана (Амангельдинский и Целиноградский районы), северной части Тургайского прогиба, южной части Казахского Прииртышья, Чуйской, Сарысуйской и Кызылкумской впадин, Северного Приаралья и Юго-Восточного Казахстана (Илийская и Колпаковская впадины). Для них характерно преобладание пыльцы покрытосеменных (до 76), среди которой стратиграфическими индикаторами являются *Anacolisidites* C o o k. et P i k e. (2—45), *Triatriopollenites excelsus* (R. P o t.) P f l. (4—19,5), *Myricaceae* (2—30), *Apocynaceae* (12,0), *Tripurapollenites plicatus* (R. P o t.) (7—20). Разнообразна пыльца стеммы *Postnormapolles* P f l. Постоянно встречаются элементы тургайской флоры: *Alnus*, *Ulmus*, *Pterocarya*, *Platycarya*, *Engelhardtia*, *Quercus*, *Castanea*, *Castanopsis*. Пыльца голосеменных (4—22, иногда 60) представлена в основном *Pinaceae*, *Cupressaceae*, *Taxodiaceae* и лишь в комплексах южных районов отмечается *Ephedra*. Роль спор незначительна (2—10): *Sphagnum*, *Lygodium*, *Selaginellaceae*, *Gleicheniaceae*, *Osmunda*. Однако в Кызылкумской и Чуйской впадинах и Юго-Восточном Казахстане количество спор возрастает до 30, иногда 62,5% за счет *Anagrammoides* (тип *Pteris*).

Раннеэоценовые комплексы повсюду имеют близкий состав, отличаясь присутствием на юге *Restionaceae*, *Cardiospermum*, *Dipsacaceae*, *Caprifoliaceae*, *Apocynaceae*, *Elaeagnaceae*, на севере — *Trudopollis pompeckii* (R. P o t.) P f l., *Nudopollis* P f l., *Myricacites*. Раннеэоценовые комплексы обнаруживают большое сходство с одновозрастными комплексами Поволжья (Кузнецова, 1966), Тазовского полуострова (Шахмундес, 1966), Украины (Кораллова, 1966), Зейско-Буреинской депрессии (Братцева, 1969).

Среднеэоценовые спорово-пыльцевые комплексы изучены в юго-западной, северной, центральной, юго-восточной частях Тургайского прогиба, Примутоджарья, Северо-Восточном Приаралье, Центральном Казахстане, северной части Кокчетавского массива, южной части Казахского Прииртышья, юго-восточном Приаралье, Чу-Сарысуйской и Кызылкумской впадинах. В комплексах господствует пыльца покрытосеменных (70—94). Преобладают формальные рода *Rhooidites pseudocingulum* R. P o t. (5—20), *Pollenites edmundi* R. P o t. (3—20), *Tricolporopollenites cingulum* (R. P o t.) T h. et P f l. (8—13), *Tricolpopollenites henrici* (R. P o t.) T h. et P f l., а также пыльца *Castanea*, *Castanopsis*, *Rhus*, *Nyssa*, *Schinus*. В большом количестве (до 30) содержится пыльца субтропических и тропических растений — *Sterculiaceae*, *Meliaceae*, *Sapotaceae*, *Myricaceae*, *Symplocaceae*, *Magnoliaceae*, *Palmae*, *Aquifoliaceae*, *Moraceae*, *Sapindaceae*. Увеличивается значение представителей тургайской флоры *Liquidambar*, *Tilia*, *Ulmus*, *Quercus*, *Carya*, *Platycarya*, *Corylus*, *Carpinus*, *Betula*, *Alnus*, *Juglans*, *Salix*. Характер-

но присутствие реликтов раннеэоценового времени — *Trudopollis pompeckii* (R. Pot.) Pfl., *Anacolosidites* Cook., *Triatriopollenites excelsus* Pfl. Появляется пыльца травянистых растений *Chenopodiaceae*, *Artemisia*. Голосеменные (6—23) в основном представлены семейством *Pinaceae* (до 13) с преобладанием пыльцы рода *Pinus*. В значительном количестве (до 10) встречается пыльца семейств *Taxodiaceae* и *Cupressaceae*, в единичных зернах — *Podocarpus*, *Ephedra*. Роль спор несущественна (0—7): *Gleichenia*, *Osmunda*, *Lycopodium*, *Sphagnum*, *Lygodium*, *Leiotriletes*. Комплексы такого же состава описаны из тасаранской свиты северной части Казахского Прииртышья, Северного Приаралья, Центрального Казахстана (Заклинская, 1963) и Тургайского прогиба (Бойцова, 1960). Близкие комплексы известны из среднеэоценовых отложений Северного Поволжья (Кузнецова, 1966), Украины (Кораллова, 1966) и других районов СССР.

Позднеэоценовые спорово-пыльцевые комплексы выделены в Кызылкумской, Чуйской и Сарысуйской впадинах, Юго-Восточном и Северо-Восточном Приаралье, Примугоджарье, юго-восточной и центральной частях Тургайского прогиба, на северном склоне Кокчетавского массива, Устюрте, Прииртышье. В них преобладают покрытосеменные растения (48—94,5), среди которых доминирует пыльца трехбороздного (10—54,5) и трехбороздно-порового (8—37) строения — *Tricolpopollenites henrici* (R. Pot.), *T. microhenrici* (R. Pot.), *Tricolpopollenites cingulum* (R. Pot.) Th. et Pfl., *T. euphorii* (R. Pot.) Th. et Pfl., *T. pseudocingulum* (R. Pot.) Th. et Pfl., *T. villensis* (Th.) Th. et Pfl., *Tricolpopollenites* Pfl., *Tricolporopollenites* Pfl., а также *Quercus conferta* Boitz., *Q. gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Q. cf. glauca* Thunb., *Q. cf. dentata* Thunb., *Castanea*, *Castanopsis*, *Rhus*, *Nyssa*. Разнообразна пыльца *Myrica vera* Sauer., *M. cf. betuloides* St., *M. cf. pseudogranulata* Gladk., *Triatriopollenites coryphaeus* (R. Pot.) Th. et Pfl., *T. bituites* (R. Pot.) Th. et Pfl., *Triatriopollenites* Pfl. (2—18). В меньшем количестве отмечены доминанты среднего эоцена: *Rhooites pseudocingulum* R. Pot., *Pollenites edmundi* R. Pot., *Sterculiaceae*, *Sapotaceae*, *Cornaceae*, *Meliaceae*, *Pistaceae*. По сравнению со средним эоценом возросла роль пыльцы Тургайской флоры (5—14,5) — *Juglans*, *Betula*, *Pterocarya*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Carya*, *Carpinus* — и травянистых растений — *Chenopodiaceae*, *Rosaceae*, *Artemisia*, *Lonicera*, *Umbelliferae*. В группе голосеменных (5—51) преобладает *Pinaceae* (*Pinus*), меньше *Cupressaceae*, *Taxodiaceae*, *Podocarpaceae*, *Ephedra*, *Welwitschiapites*. Количество спор (0—25) *Polypodium*, *Lycopodium*, *Sphagnum*, *Lygodium*, *Cyatheaceae* непостоянно.

Близкие по составу позднеэоценовые комплексы описали Е. П. Бойцова и О. Н. Жежель (1966) в Тургае и Приаралье, Л. А. Панова (1960) — в южной части Западно-Сибирской низменности, И. М. Покровская и В. В. Кораллова (1966) — на Украине.

Таким образом, для Казахстана получены характерные спорово-пыльцевые комплексы готерив-баррема (?), апта, нижнего — среднего альба, верхнего альба, сеномана, нижнего и верхнего турона, сенона, дат (?)-палеоцена, нижнего, среднего и верхнего эоцена. Присутствие в комплексах руководящих таксонов, имеющих узкое стратиграфическое значение и широкое площадное развитие, дает возможность стратифицировать и коррелировать меловые и палеогеновые осадки Казахстана (см. табл. 1, 2 и сопредельных территорий).

Анализ спорово-пыльцевых комплексов показал, что в сеноман-палеоэоценовое время в северных и южных районах Казахстана наблюдаются различия в составе одновозрастных флор. Флоры южных районов формировались в жарком и сухом климате, на что указывает

пыльца *Classopollis*, *Cupressaceae*, *Gnetaceaepollenites*, *Ephedripites* и др. В то же время в северных районах господствовал более влажный климат, способствовавший массовому развитию *Gleicheniaceae*, *Cyatheaceae*, *Polypodiaceae*, представителей стеммы *Normapolles*, *Aquilapollenites*. Эти различия послужили основанием для выделения двух ботанико-географических подпровинций. Граница между ними существенно не изменялась (Полумискова и др., 1966). Предположительно она проходила по южной части Мангышлака, огибала Аральское море с юга и востока, поднимаясь до широты г. Аральска, и протягивалась на восток по южной окраине Центрально-Казахстанского нагорья.

Е. А. НИКИТИН, Н. Н. КОСТЕНКО, К. А. ЛЯДЖИНА

СТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ БЕТПАК-ДАЛЫ

Юго-западная граница описываемой территории совпадает с хр. Каратау, северо-восточная — с мелкосопочником Центрального Казахстана, а западная и восточная границы морфологически не выражены и примерно отвечают меридианам 66 и 71° в. д. Наиболее древними из числа мезозойских, не считая коры выветривания, являются туронские отложения, распространенные здесь почти повсеместно.

Турон

Осадки туронского времени залегают на пенепленизированной поверхности палеозоя, причем под ними сохранилась кора выветривания небольшой мощности. Они представлены в основном сероцветной пачкой песков с прослоями галечников, конгломератов, гравийников, алевролитов и глин. Характерна зеленовато-серая окраска, а для отдельных прослоев песчаников и конгломератов — бурая и охристо-бурая. На участках, примыкающих к хр. Каратау, сопкам Тантай, Казангап, размеры обломков увеличиваются. В нижнем течении р. Сарысу (солончак Тамгалы) доминируют пестрые глины с прослоями серых песков и алевролитов. Изменение окраски пород на пеструю (красную, бурую, оранжевую) наблюдается и на юге (колодец Кызылжар, скв. 7). Глины имеют монтмориллонитовый состав с примесью каолинита, реже отмечаются бейделлитовые глины. Тяжелая фракция песков и песчаников близ хр. Каратау представлена цирконо-пирито-сидеритовой ассоциацией, а на севере — ильменито-цонизито-лейкоксеновой.

Из глинистых прослоев Л. Ш. Полумискова выделила раннетуронские (скв. 2, 3, 6, 11, 531) и позднетуронские (скв. 1, 2, 3, 6, 11) спорово-пыльцевые комплексы. В урочище Кызылжар отложения турона содержат обильные отпечатки листовой флоры, которую впервые описал А. В. Ярмоленко (1935), рассматривавший ее в качестве сеномантуронской. Аналогичный возраст приписывал ей и В. А. Вахрамеев (1952). Флору платановых из этого захоронения изучал А. В. Михайлов (1959) под руководством В. С. Корниловой, а также С. К. Самсонов (1964), отметивший, что в ее составе насчитывается 76 различных видов. Преобладают покрытосеменные растения, из них платановые составляют 60%, подчиненную роль играют голосеменные; представите-

ли высших споровых растений встречаются лишь единичными экземплярами. Возраст флоры, по его мнению, туронский.

Нижняя часть туронских отложений формировалась в условиях прибрежных аллювиальных равнин. Верхнетуронские осадки представлены аллювиально-озерными и аллювиальными фациями. Восточная граница распространения нижнетуронских образований проходит по линии: пос. Аксюмбе, скв. 1, 63 и далее к оз. Каракоин. Мощность туронских отложений на западе колеблется от 80 до 162 м. Восточнее она уменьшается и в районе сопки Тантай не превышает первых метров.

Сенон

Отложения сенонского надъяруса, распространенные там же, где и туронские, согласно налегают на них и трансгрессивно перекрыты осадками палеогенового моря. В предгорьях хр. Каратау (скв. 7, 8, 11) сохранились только нижнесенонские отложения: пестрые косослоистые мелкозернистые песчаники, белые и розовые пески с редкими прослоями пестрых песчанистых глин (рис. 1, 2). На остальной территории (скв. 2, 3, 6, 10, 63) распространены светло-серые пески с редкими прослоями темно-серых, реже пестрых глин с углефицированным дет-

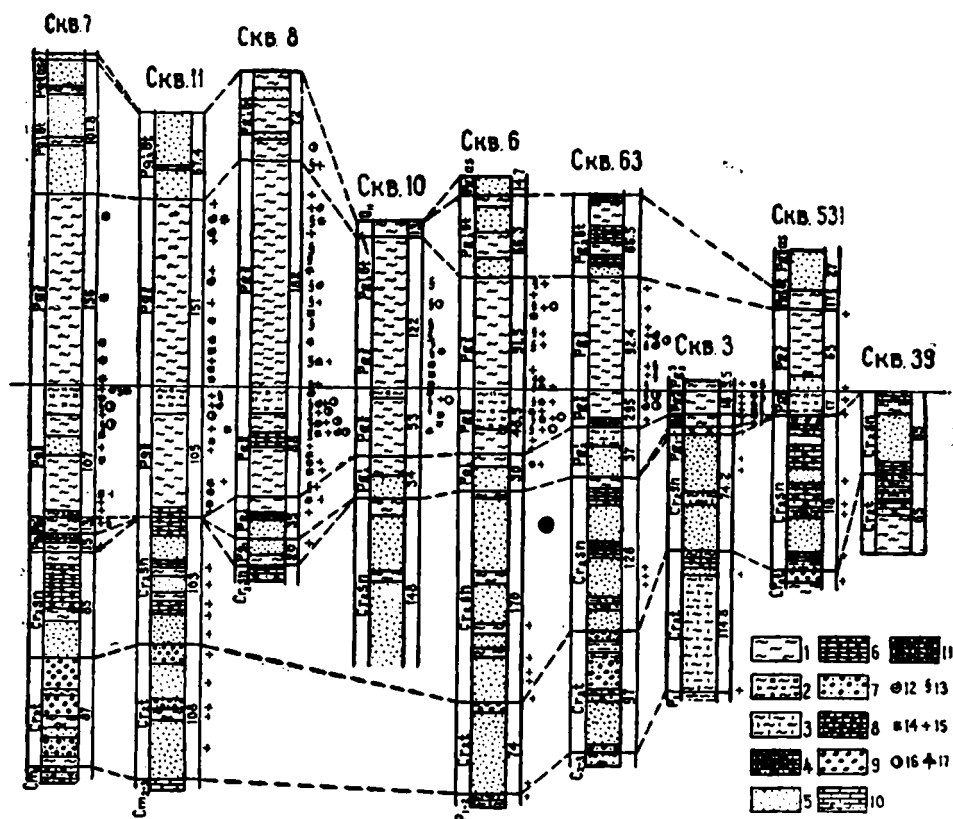


Рис. 1. Схема сопоставления меловых и палеогеновых отложений западной части Чу-Сарысуйской синеклизы. 1 — глина; 2 — опоковидные и карбонатные глины; 3 — пестроцветные глины; 4 — алевролиты; 5 — пески; 6 — песчаники; 7 — гравийники; 8 — гравелиты; 9 — галечники; 10 — известняки; 11 — мергели; места сборов: 12 — моллюсков, 13 — фораминифер, 14 — радиолярий, 15 — спор и пыльцы, 16 — остракод, 17 — флоры.

ритом, серых песчаников и бурых гравелитов. Глины имеют монтмориллонитовый состав с примесью гидрослюд. Пески в нижней части разреза полимиктовые (кварц, полевые шпаты, кремнистые породы, яшмы, эффузивы), а в верхней — олигомиктовые (кварц — 70—80%). В районе хр. Каратау тяжелая фракция песчаных отложений выраже-

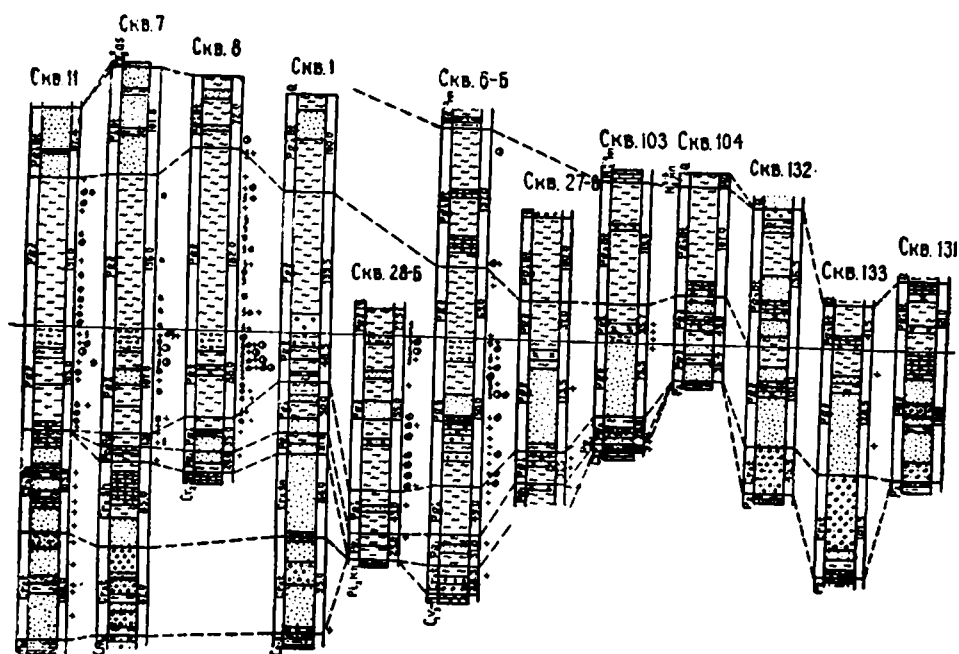


Рис. 2. Схема сопоставления меловых и палеогеновых отложений центральной части Чу-Сарыуской синеклизы. Условные обозначения те же, что и на рисунке 1.

на турмалино-цирконовой ассоциацией, а на остальной территории — цирконо-турмалино-ильменито-пиритовой. Верхняя граница сенона наиболее отчетлива вблизи хр. Каратау, где прослежена по кровле пестрых песчаников и глин, а в других районах она отбивается по кровле серых глин и алевроитов с обуглившимся детритом или зеленых песчаников с глинистыми окатышами. Нижняя граница проводится условно по появлению в разрезе грубообломочных пород, а в низовьях р. Сарысу — по кровле пестроцветных глин.

Определение возраста толщи основано на трех спорово-пыльцевых комплексах (скв. 2, 3, 6, 11, 531), полученных по данным многочисленных палинологических анализов. По заключению Л. Ш. Полумисковой, комплексы связаны постепенными переходами и характеризуют отложения коньяк-сантонского, сантон-кампанского и кампан-маастрихтского возрастов. Такие же комплексы известны из аналогичных отложений Восточных Кызылкумов. Осадки сенонского надъяруса отлагались на обширных прибрежных аллювиальных равнинах. В районах, примыкающих к хр. Каратау, мощность их составляет 80—120 м; севернее она достигает 170 м, а восточнее уменьшается до первых метров.

Палеоцен

В палеоцене трансгрессировало море, осадки которого налегают на сенонские и согласно перекрываются нижнеэоценовыми. Они представлены темно-серыми, зеленовато-серыми, реже коричневыми але-

ритистыми глинами, алевроитами и кварцево-сланцевыми песками, обогащенными тонкодисперсным органическим веществом. Часто присутствует аутигенный пирит в виде мельчайших глобулей. На западе (скв. 2, 3, 7, 8, 26) встречаются пласты мелкозернистых глауконитовых песков и песчаников. Для тяжелой фракции характерна турмалино-пирито-циркониевая ассоциация. Глины имеют монтмориллонитовый состав.

Палеоценовый возраст определяется богатыми спорово-пыльцевыми комплексами как в западной (скв. 2, 3, 7, 8, 26), так и в восточной части района (скв. 1-Б, 6-Б, 27-В, 28, 103), изученными Е. К. Тереховой. Кроме того, в районе с. Сузак (скв. 1-Б, гл. 451—456 м) Г. В. Курлова обнаружила *Bronsteiniana galba* Mand., известную из дат-палеоценовых отложений Средней Азии, и *Anomalina ex gr. danica* (Protzen) (определение Н. Е. Мельниковой). В керне скв. 27-В на глубине 291 м (район водоохранилища Чукурый) из серых слюдистых алевролитов В. С. Корнилова определила фрагменты листьев *Dryophyllum* sp., *Viburnum* cf. *giganteus*, *Betula* sp. Палеоценовые отложения формировались в прибрежной части мелкого моря. Мощность обычно не превышает 20 м, достигая 31 м в районе с. Сузак; в низовьях р. Сарысу она 2—5 м, редко 10 м.

Эоцен

Отложения эоцена на основании заключенной в них разнообразной фауны и спорово-пыльцевых комплексов разделены на три подотдела.

Нижний эоцен. В раннеэоценовую эпоху палеогеновое море расширилось и его

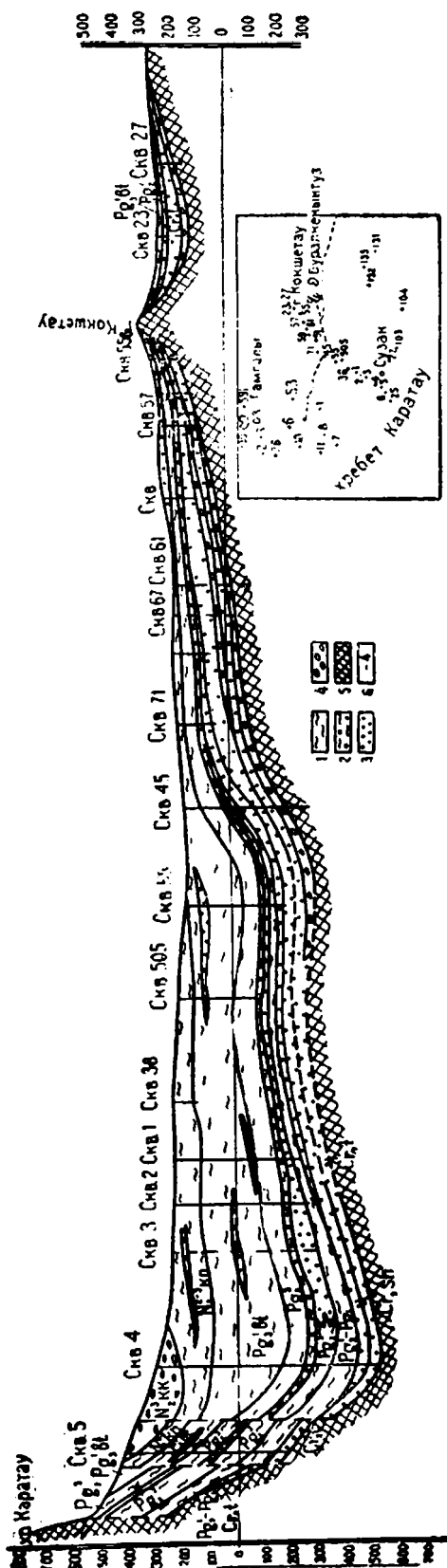


Рис. 3. Геологический разрез по профилю хребта Карау — сопки Кокшетау. 1 — глины; 2 — опоквидные и карбонатные глины; 3 — пески; 4 — галечники и гравийники; 5 — палеоценовые отложения; 6 — буровые скважины и их номера.

осадки к северу и востоку от Прикаратауского района ложатся трансгрессивно на различные горизонты верхнего мела (рис. 3). В Прикаратауском районе и низовьях р. Сарысу, где они лежат согласно на палеоценовых, преобладают темно-серые глины монтмориллонитового состава. В центральной и северо-восточной частях в разрезе доминируют зеленовато-серые и белые мелкозернистые пески. В районе сопок Кокшетау встречены неслоистые глины, содержащие слои конгломератов, галечников и гравийных песков мощностью 0,5—8 м. Для песчаных разностей характерен существенно кварцевый состав в центральной части территории и полимиктовый на севере. Тяжелая фракция представлена турмалино-цирконо-ильменитовой ассоциацией.

Е. К. Терехова из этой толщи получила нижнеэоценовый спорово-пыльцевой комплекс, в котором голосеменных 20—40%, покрытосеменных — 40—70%, спор — 1—13%. Из верхней части толщи (скв. 8, 9, 10) отмыты фораминиферы: *Ammomarginulina macrospira* N. В у к., по заключению Н. Е. Мельниковой, известные из сузакских слоев Средней Азии. В этой же части разреза К. Г. Шибкова обнаружила радиолярии *Thecosphaera sublicia* Lipm., *Spongurus biconstrictus* Lipm., *Spongastericus gorskii* Lipm. и диатомовые водоросли *Stephanopyxis Laurenkoj* J o u s e, *Coschinodiscus lincatus* E h r., *Trinacria pibolus* E h r. и др. По заключению К. Г. Шибковой, они известны в нижнеэоценовых отложениях Поволжья и восточного склона Урала. Зона мелководноморских осадков протягивалась от южных предгорий хр. Каратау до низовий рек Чу и Сарысу. Севернее и восточнее располагалась зона прибрежноморских образований. Мощность в центральной части не превышает 50 м, а к прибрежной зоне она постепенно уменьшается.

Средний эоцен. В среднеэоценовую эпоху трансгрессия моря распространилась далеко на восток, где ее осадки отложились несогласно на различные горизонты мела и палеозоя. Среднеэоценовые отложения образуют естественные обнажения у подножия северо-восточного склона хр. Каратау, в низовьях рек Чу и Сарысу до урочища Буралкенынтуз на востоке. На остальной территории они вскрыты многочисленными скважинами на разных глубинах — до 550 м (с. Сузак).

На западе выделены три пачки. Нижняя представлена кирпичнокрасными и шоколадными глинами с редкими тонкими прослойками зеленых. Глины монтмориллонитового состава, иногда содержат многочисленные кристаллики и сростки сидерита, реже зерна глауконита. Средняя пачка сложена зелеными и зеленовато-серыми бескарбонатными монтмориллонитовыми глинами с прослоями и линзами зеленовато-серых и белых мелкозернистых, слюдисто-кварцевых, полевошпато-кварцевых песков и рыхлых песчаников. На северо-западе глины становятся карбонатными. Верхняя пачка представлена серыми, зеленовато-серыми опоковидными глинами, чередующимися с тонкими прослоями мергелей, известняков, известковистых алевролитов и редко известковистых фосфоритов. Близ Кокшетау в этой пачке преобладают песчанистые разности. В низовьях рек Сарысу и Чу из разреза полностью выпадают красноцветные глины нижней пачки. Восточнее с. Сузак глинистые породы фациально замещаются песчанистыми и песчано-гравийными осадками. В западной части территории тяжелая фракция песков и алевроитов представлена пирито-турмалино-цирконо-ильменитовой ассоциацией, а в восточной — цирконо-баритово-апатитовой. В значительных количествах здесь присутствуют пироксены и эпидот.

Отложения среднего эоцена охарактеризованы пелециподами, фораминиферами, остракодами, радиоляриями, диатомовыми водорос-

лями и спорово-пыльцевыми комплексами. Наиболее богатые находки приурочены к верхней пачке. К. А. Ляджина отсюда (скв. 8, 12, 59) определила *Pteria elytracea* R o m., характерную для осадков среднего эоцена Кызылкумов и Западного Казахстана, и из скв. 5 — *Cultellus asiaticus* K a s h., известный из отложений алайских слоев Средней Азии. На юго-востоке (оз. Кызылколь, южнее с. Байкадам) из гравелитовых песчаников и конгломератов определены *Ostrea multicostata* D e s h., *O. cizancourti* S o x и др., характерные для алайских слоев. На востоке море достигало урочища Буралкенынтуз, где также установлен среднеэоценовый комплекс моллюсков.

В керне скважин на западе обнаружены фораминиферы *Lenticulina iljini* (N. B y k.), *Baggina valvulinariaformis* (N. B y k.), *Globigerina triloculinoides* P l u m., *Bulimina vermiformis* N. B y k. и др., характерные для среднеэоценовых отложений (Н. Е. Мельникова). Отсюда же К. Г. Шибкова определила среднеэоценовые радиолярии *Spongurus biconstrictus* L i p m., *Cromyodryppa tebesensis* L i p m., *Podocyrthus prunoideaformis* L i p m., *Lichnocanium ovatum* L i p m. и др., а также диатомовые водоросли *Craspedodiscus moelleri* A. S., *Trinacria refina* H. и др. В низовьях р. Сарысу (скв. 3, 6, 7, 8, 11, 12, 26) в двух верхних пачках А. П. Савинова встретила среднеэоценовые остракоды *Cythereella textata* M a n d., *Clithrocytheridea capitosa* M a n d., *Trachyleberis hyalina* S c h a r a p., *T. paratis* M a n d., *Loxococoncha germana* M a n d. и др. Е. К. Терехова выделила (скв. 3, 6, 7, 11, 12, 27, 28, 61, 68, 9, 10, 103, 133) среднеэоценовый комплекс спор и пыльцы, в котором голосеменные составляют 10—20%, покрытосеменные — 80—90%, споры содержатся спорадически.

Для среднеэоценовых отложений характерна фациальная изменчивость, которая усиливается по мере продвижения в восточном направлении, и смена мелководноморских фаций прибрежными, распространенными восточнее линии, проходящей через с. Сузак — оз. Каракоин. Наибольшая мощность в районе с. Сузак 150 м. Севернее она составляет 80—130 м, а у подножия хр. Каратау, где отложения значительно размыты, — 10—15 м.

Верхний эоцен. Отложения верхнего эоцена прослежены в естественных обнажениях вдоль северо-восточного склона хр. Каратау, юго-западнее сопки Кокшетау, в чинках по левобережью р. Бактыкарын и котловины оз. Арыс, а в погруженных частях впадины они вскрыты многочисленными скважинами. Отложения залегают согласно на среднеэоценовых и представлены зеленовато-серыми, реже темно-зелеными листоватыми глинами бейделлитового состава с включением шаровидных конкреций пирита, редких зерен глауконита, зубов и чешуек рыб. Иногда в верхах разреза содержится обильный алевроитовый материал, составляющий 18—20%. На востоке и северо-востоке появляются кварц-полевошпатовые пески и пестроцветные глины. Верхняя граница выражена четким несогласным налеганием красноцветных континентальных осадков нижнего олигоцена. Возраст обоснован находками разнообразных органических остатков. К. А. Ляджина определила верхнеэоценовые пелециподы: *Nucula aralensis* L u k., *N. praelonga* W o o d, *Cyprina alexeevi* O v e t s c h., *Cultellus grignonensis* D e s h., *Isocardia eichwaldiana* R o m. и др. Последняя из названных форм в большом количестве обнаружена у самой кровли зеленых глин (в обнажении в низовьях р. Сарысу). Это говорит о том, что возраст вмещающих осадков в данном районе не выходит за пределы верхнего эоцена и соответствует белоглинскому горизонту, однако не захватывает его верхов. К нижней части верхнеэоценовых осадков приурочены массовые скопления моллюсков *Nucula aralensis*

L u k., N. kasakstanica R u c h., N. turgaica M i r o n. Она соответствует низам кумского горизонта.

Морские отложения, распространенные у солончака Буралкенынтуз, разноречиво описаны К. В. Никифоровой (1960) и В. И. Елисеевым (1961). К. В. Никифорова указывает (стр. 86), что М. И. Александрова в юго-западном углу солончака в верхней части толщи нашла *Corbula helmerseni* M i k c h a i l. и на этом основании сделала вывод об олигоценовом или даже миоценовом возрасте верхов толщи. Далее К. В. Никифорова пишет, что данное обнажение сложено единой толщей песков с прослоями гравия и гальки, содержащими банки пелеципод и устриц. Несмотря на тщательные сборы фауны, *Corbula helmerseni* M i k c h a i l. не обнаружена. Отсюда А. Г. Эберзин определил лишь *Corbulomya janischewskii* R u c h., которая указывает на более древний возраст. Р. Л. Мерклин из сборов К. В. Никифоровой определил *Pectunculus aralensis* R o m. и *Corbulomya* sp. Первая является руководящей для саксаульской свиты верхнего эоцена. К. В. Никифорова предполагает, что *Corbula helmerseni* M i k c h a i l. определена ошибочно; наличие морского бассейна в миоцене, по ее мнению, здесь вряд ли возможно.

В. И. Елисеев выделил бестобинскую свиту морских отложений среднего олигоцена (?). Он пишет (стр. 33), что хорошие обнажения этой свиты имеются на юго-восточном склоне сора Буралкенынтуз, в урочище Бестобе. Далее В. И. Елисеев указывает, что в песчаниках урочища Бестобе М. И. Александрова, Н. А. Афоничев и Н. Г. Шубина собрали фауну, определенную Б. П. Жижченко: банки крупных гладких *Pelecypoda*, ядра крупных *Pectunculus* sp., *Cytherea* sp., *Glycimeris* sp., *Megaxonus* sp. В. И. Елисеев делает вывод о среднеолигоценовом возрасте этой свиты и допускает проникновение в это время морского бассейна в Чуйскую впадину со стороны Северного Приаралья. Относительно *Corbula helmerseni* M i k c h a i l. он пишет, что она не будет противоречить этому, не указывая, что К. В. Никифорова сомневается в правильности определения этой формы.

Авторы в 1966 г. посетили район солончака Буралкенынтуз и описали разрез в юго-восточном борту сора, примерно на меридиане 70° 30' в. д., к северо-востоку от сопки Бестобе. Ими была обнаружена разновозрастная фауна, приуроченная к двум горизонтам. Нижний горизонт, налегающий трансгрессивно на серые листоватые и пестроцветные глины, вскрытые шурфами в днище солончака, хорошо обнажен в юго-восточном борту солончака, где прорезан широтно идущим логом. Он представлен желтовато-серыми и охристо-желтыми мелко- и среднезернистыми слюдисто-кварцевыми песками мощностью 8 м. К нему приурочена фауна, определенная К. А. Ляджиной, — *Pitar akssuensis* K a c h., *Miltha menardi* D e s h., *Macra recondita* D e s h., *Cordiopsis incrassata* S o w., *Panope alaica* K a c h., *P. corrugata* D i x., *P. intermedia* S o w., которая заставляет относить вмещающие отложения к верхам среднего эоцена.

Верхний, согласно залегающий горизонт имеет розовато-желтую окраску. Он представлен мелко- и среднезернистыми песками с линзами и прослоями ярко-красных разнотернистых песков и гравийников, а также желтовато-серых песчаников с карбонатным цементом и ракушнякам. Присутствует неравномерно рассеянный гравий и хорошо окатанная галька кремнистых пород и кварца размером 2—3 см. Местами встречаются скопления фигурных конкреций, образовавшихся, как видно, за счет выполнения песчано-карбонатным материалом нор десятиногих раков, подобно наблюдавшимся у северо-восточного склона (в южной части) хр. Каратау. Из этого горизонта К. А. Ляджина

определила *Cordiopsis incrassata* S o w., *Pectunculus* sp. (не *P. aralensis*) и *Corbulomya* sp. По сообщению Л. В. Мироновой, эти определения не вызвали возражений палеонтологической группы ВСЕГЕИ, ознакомившейся с данной фауной. Таким образом, этот согласно налегающий горизонт следует относить к низам верхнего эоцена.

Палеогеновое море повсеместно покинуло описываемую территорию в позднем эоцене и, безусловно, не трансгрессировало сюда позже. Не исключено, что в районе солончака Буралкенынтуз в позднем олигоцене — раннем миоцене существовало солоноватоводное озеро, в котором могли обитать *Corbula helmersenii* Mik chail. и другие формы, если определение не было ошибочным.

В верхнеэоценовых отложениях почти повсеместно содержатся богатые комплексы фораминифер — *Gaudryina superturkestanica* N. В у к., *Hastigerina micra* (C o l e), *Uvigerina* ex gr. *pseudotexana* N. В у к., *Anomalina vialovi* (N. В у к.) и др. (определения Н. Е. Мельниковой). Из отложений западной части территории (скв. 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12) К. Г. Шибкова определила верхнеэоценовые радиолярии — *Thecosphaera sublicia* Lip m., *Conocaryomma aralensis* Lip m., *Ellipsokiphus chabacovi* Lip m., *Lichnocantum ovatum* Lip m. и др., а также диатомовые водоросли — *Coscinodiscus coscinodiscus* E h r., *C. descrecens* G r u n. и др. В отложениях северного участка (скв. 61, 62, 63) А. П. Савиновой обнаружены остракоды *Schuleridea ampula* M a n d., *Clithrocytheridea innae* M a n d., *Cytheridea lata* M a n d., *C. khana-badensis* M a n d., *Loxococoncha lenticularis* M a n d. Е. К. Терехова из керна скв. 5, 6, 7, 8, 11, 12, 2-В, 28, 45, 63, 103 выделила верхнеэоценовые спорово-пыльцевые комплексы, содержащие голосеменных 10—40%, покрытосеменных 60—90%, споры отсутствуют.

Мощность верхнего эоцена в прибрежных районах не превышает первых десятков метров, а в наиболее погруженной части (скв. 7, 8, 11) составляет 150—182 м.

Олигоцен

Нижний отдел. При двучленном делении олигоцена к нижнему отделу относится красноцветная, существенно глинистая толща, описанная под различными названиями — боктыкарынская, кендырлыкская или бетпакдалинская свита. Эта аллювиально-озерная толща налегает с резко выраженным размывом и перерывом в осадконакоплении (наблюдаются трещины усыхания в подстилающих осадках) на верхнеэоценовые морские зеленоцветные отложения. Она представлена красно-бурыми, реже зелеными и пестрыми (обычно в верхней части разреза) карбонатными гидрослюдистыми глинами с прослоями и линзами кварцевых песков, реже — песчаников, алевролитов и гравийников. Тяжелая фракция этих пород представлена эпидото-ильменитовой ассоциацией.

Из этих отложений В. Д. Никольская определила *Chara vectensis* Reid. and Chaudler, *Ch. subglobosa* Reid. and Chaudler, *Ch. tuberculata* G y e l l., которые, по ее заключению, не противоречат отнесению этих отложений к нижнему олигоцену. Как из нижней, так и из верхней части разреза (скв. 8, 64 и др.) отмыты остракоды — *Ilyocypris cornae* M a n d., *I. turgensis* M a n d., *Kassinina kassini* M a n d., *K. ex gr. notata* C h o c h l., *Eucypris detonsa* M a n d., *Herpetocypris praepilata* M a n d., которые, по мнению Г. В. Курловой и А. П. Савиновой, в комплексе характеризуют нижний олигоцен. На левом склоне долины р. Бактыкарын Н. Н. Костенко, А. В. Тимуш и др. собрали остатки представителей индрикотериевой фауны, среди

которых М. Д. Бирюков определил *Rhinocerotidae* gen. indet., *Indricotheriidae* gen. indet., *Fissipedia* (?), *Grosetops* (cf. *dormifor*?), *Schisotherium turgaicum* Bor., *Lophiomeryx turgaicum* Flor. Мощность нижнего отдела не превышает 40—70 м, сокращаясь на приподнятых участках до 1—2 м.

Верхний отдел. Отложения верхнего отдела известны под названием асказансорской свиты (К. В. Никифорова, Н. Н. Костенко и др.). Их обнажения прослеживаются вдоль хр. Каратау; в низовьях р. Чу они слагают бугор Инкай, а в 20 км юго-восточнее сора Буралкенынтуз обнажаются среди эоловых песков пустыни Муюнкум. Однако шире всего они распространены по правобережью р. Чу, с ясно выраженным размывом залегают на красных глинах нижнего олигоцена. Они представлены светло-серыми, зеленовато-серыми, охристо-желтыми слюдисто-кварцевыми мелкозернистыми песками с прослоями пестрых глин, алевроитов, кварцевых и железистых песчаников и гравийников. В тяжелой фракции преобладают эпидот, лейкоксен, ильменит и циркон, в меньших количествах отмечены турмалин, сфен, рутил, гранат и ставролит.

Возраст определяется находками костей позвоночных. Раскопки наиболее значительного захоронения у солончака Асказансор проводились под руководством Ю. А. Орлова и В. С. Бажанова. Отсюда описаны *Phyllotillon betpaddalensis* (Flerov), *Amphicyoninae* Gen?, *Dicerorhinus tagicus* Rom., *Himimeryx turgaicus* Bor., *Brachypotherium* sp., *Machairodontinae* Gen., *Antracotherium* sp., *Indricotherium* sp. и др. Максимальная мощность верхнего олигоцена у солончака Асказансор 42 м, в предгорьях хр. Каратау 52 м, на остальной площади 20—10 м.

Стратиграфическое расчленение мел-палеогеновых отложений имеет не только научное, но и практическое значение. На большей части территории с нижнеэоценовыми и среднеэоценовыми, а в низовьях р. Сарысу с сенонскими отложениями связаны огромные запасы артезианских вод хорошего качества, с дебитами на самоизливах до 100 л/сек. Вывод артезианских вод на поверхность имеет решающее значение не только для отгонного животноводства, но и для общего хозяйственного освоения ныне пустынных районов Муюнкумов и Бетпак-Далы. Кроме того, на некоторых участках к алевроитовым и песчаным разностям нижнего эоцена приурочены прибрежно-морские россыпи минералов группы апатита, содержащих концентрации редкоземельных элементов.

Л. К. ДИДЕНКО-КИСЛИЦИНА, М. Д. БИРЮКОВ, Р. Б. БАЙБУЛАТОВА

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ДЖУНГАРСКОГО АЛАТАУ *

Широко развитые в Джунгарском Алатау красноцветные отложения дореволюционные исследователи А. К. Мейстер (1906) и др. считали третичными. Н. Г. Кассин (1926), А. П. Кириков подразделяли их на нижне- и верхнетретичные, относя залегающие в их основании кварцевые песчаники и пески к мелу. М. М. Юдичев (1933) отрицал наличие мела в Джунгарии. Палеонтологическое обоснование возраста красноцветные отложения получили только в 1929 г., когда С. В. Калесник на севере Джунгарского Алатау в долине р. Чинжалы между сс. Осиновка и Николаевка собрал костные остатки плохой сохранности. По определениям А. А. Борисяка, они принадлежали *Carnivora* (хищные) и *Artiodactyla* (парнокопытные). Поскольку определения были сделаны только до отряда, возраст вмещающих отложений был установлен весьма приблизительно (верхний олигоцен — нижний миоцен). Мощность красноцветных отложений С. В. Калесник (1931) и др. оценивали в 100 м.

Красные, пестроцветные, серые глины и песчаники в Джунгарском Алатау обнажаются в предгорьях, во впадинах и на горах на разных гипсометрических уровнях. Сложные неотектонические условия, отсутствие фауны и флоры затрудняли их изучение. Истинное стратиграфическое положение этих отложений и их мощность удалось установить только после проведения буровых работ.

С 30-х годов геологи, работающие в Джунгарском Алатау и Северо-Восточном Прибалхашье, красноцветы относили к олигоцен-миоцену. Летом 1958 г. Л. К. Диденко-Кислицина, Е. П. Кислицин совместно с Н. Н. Костенко и Р. Б. Байбулатовой в долине р. Чинжалы, севернее с. Андреевки, собрали разрозненные костные остатки. По определению В. С. Бажанова, они принадлежали тапиру, характеризующему вторую половину миоцена (Диденко-Кислицина, 1961; Костенко, 1961, 1964).

В 1964 г. М. Д. Бирюков при доопределении коллекции Л. К. Диденко-Кислициной и Е. П. Кислицина, собранной осенью 1958 г. и в 1961 г. в устье ручья Теплого, правого притока р. Чинжалы, установил остатки носорогообразного *Prohyracodon*, характерного для среднего — верхнего эоцена. В 1964 г. Л. К. Диденко-Кислицина там же провела сбор материала из обнажившегося вышележащего слоя. Отсюда М. Д. Бирюков определил дополнительно второй верхнекоренной зуб (M^2) тапирообразного *Schlossaria*, многочисленные обломки труб-

* Содержание статьи было доложено на Первом Межведомственном совещании по стратиграфии мезозоя, палеогена и неогена Казахстана.

чатых костей тапирообразных и носорогообразных. Были найдены челюсти и позвонки ильных хищных рыб рода *Amia* (определения Г. Д. Хисаровой) и обломки реберных пластинок спинного щита панциря мягкокожих черепах из семейства *Trionychidae*. Возраст пестроцветных глин, вмещающих остатки фауны, считался как средний — верхний эоцен. Эти данные и определение Р. В. Байбулатовой нижнеэоценового спектра спор и пыльцы из серых глин, отобранных Л. К. Диденко-Кислициной в 1962 г., позволили последней (1965, 1966) выделить в Джунгарском Алатау четыре толщи палеогенового возраста. Местами сохранились слабее фаунистически обоснованные осадки миоцена и плиоцена. Мощность палеоген-неогеновых отложений в Северной Джунгарии (скв. 1, 2—1955 г., 1, 13, 18, 22—1961 г., 7—15—1962 г.) 250 м. Она увеличивается, по данным геофизики, в зоне Южно-Колпаковского разлома до 350 м.

На юге Джунгарского Алатау, в горах Актау, олигоценовые отложения были выделены Н. Н. Костенко и В. С. Бажановым в 1961 г., эоценовые, по определениям спор и пыльцы Р. В. Байбулатовой, — в 1964 г.

Палеоцен, джамантинская свита. В разрезе Колпаковской впадины по нескольким скважинам (22, 18, 23) четко выделяются две толщи: конгломерато-песчаная, которую венчает пачка красных глин, и песчаниковая (или песчаная), также завершающаяся пестрыми глинами с прослоями коричневых гумусированных или красными глинами, переслаивающимися с розовыми, белыми, серыми глинами и мергелями. Суммарная мощность нижней толщи колеблется от 20 до 60 м, второй толщи — до 70 м, палеоценовых отложений — 115 м. Наличие пестроцветных и гумусированных глин свидетельствует о континентальном режиме, процессах почвообразования, окислении и завершении определенного этапа осадконакопления.

В Тункурузской впадине, по левобережью р. Тентек, в антиклинальном поднятии, разделяющем Тункурузскую впадину на урочища Верхний и Нижний Кызылтагой, на породах палеозоя залегают:

1. Грубозернистые полевошпатово-кварцевые песчаники с пойкилокластическим кальцитовым цементом, переходящие местами в гравелиты	12 м.
2. Пепельно-серые, белые, розовые, лиловые, ржавые мелкозернистые кварцевые пески, переслаивающиеся с грубозернистыми; мощность слоев 1,4 м	24 м.
3. Ярко-красные тонкозернистые глинистые кварцево-полевошпатовые пески	3 м.
4. Красные глины	5 м.

Общая мощность отложений 44 м.

В 3 км выше по течению реки, напротив устья р. Каракогуз, обнажены (снизу вверх):

1. Сливные кварцевые песчаники, переходящие выше в грубозернистые гравелиты-песчаники с прослоями (по 1—2 см) белых мергелистых глин и аргиллитов	8 м.
2. Пепельно-серые глины (слои мощностью 1,5—2 м), переслаивающиеся с грязно-бурыми аргиллитами, черными глинами (0,5—2 м) и песчаниками (0,1—1 м)	25 м.
3. Серые бентонитовые глины с прослоями мергелей, известняков и черных глин	40 м.

Южнее в 2 км из песчаников слоя 2 в 1961 г. Л. К. Диденко-Кислицина, Е. П. Кислицин, В. В. Кузнецов, В. П. Савинов и Л. К. Шупарская собрали остатки панцирей черепах. Они оказались неопределимыми, и В. В. Кузнецов высказал предположение о принадлежности их черепахам, вымершим в первой половине миоцена. Описанные отложения были названы (Диденко-Кислицина, 1964) тункурузской свитой, отнесены к нижнему миоцену и было высказано предположение о возможности палеогенового возраста песчаников и гравелитов.

В 1965 г. название «тункурузская свита» ею оставлено только для сероцветной пачки бентонитовых глин ниже-среднеэоценового возраста. Нижележащие отложения были названы джамантинской свитой (палеоцен). Гравелиты и сливные кварцевые песчаники с кремнистым цементом, лежащие в основании палеоценовых толщ, возможно, являются верхнемеловыми.

Нижние части разреза встречены в урочище Кокиримсай, у восточного склона гор Аркалык, на поверхности гор Буланбай, Сарымсакты, у подножия Главного Северного хребта в урочище Сарыбухтер, в Теректинской впадине и на юге у подножия гор Долантау. Они обнажены в восточной части Колпаковской впадины, где С. В. Калесник принял их за верхний горизонт олигоцен-миоценовых отложений. Песчаная пачка западнее с. Дзержинск перекрыта пестрыми слоистыми глинами. Наиболее характерный разрез можно видеть восточнее с. Герасимовки. В цоколе 1 надпойменной террасы правобережья р. Тентек снизу вверх обнажаются:

1. Ярко-кирпично-красные глины с прослоями и пятнами темно-зеленовато-серых глин 1,2 м.
2. Пестроцветные тонкослоистые глины (грязно-розовые, пятнисто-розово-серые, белые, светло-серые, голубовато-серые с ржавыми пятнами); мощность слоев 0,5—5 см, слои пронизаны трещинами, выполненными ярко-красной глиной 1,7 м.
3. Ярко-кирпично-красные глины с мелкоскорлуповатой отдельностью и карбонатными корочками (диаметр до 4—5 мм) 0,5 м.
4. Грязно-белые плотные мергелистые глины со скорлуповато-плитчатой отдельностью с прожилками-трещинками ярко-красного цвета, мощность трещин 2—5 мм 1,4 м.
5. Пятнистые светлые розовато-малиновые глины с пятнами голубовато-белых 1,6 м.
6. Розово-малиновые глины 3,0 м.
7. Малиново-красные глины с пятнами темно-серых, с кремнистыми желваками диаметром до 15 см; в верхней части — прослой грязно-белых мергелей мощностью 0,4 м 16,0 м.

Общая видимая мощность 25 м. Отложения дислоцированы, падение пластов под углом 80° на северо-запад. В долине р. Орта-Тентек, восточнее с. Успеновка, мощность этих отложений увеличивается до 46 м (скв. 2, 1955г.).

Органических остатков в этих толщах не найдено. Основанием для присвоения палеоценового возраста джамантинской свите являются их залегание под серыми бентонитовыми глинами нижнего эоцена и присутствие в серых глинах пыльцы представителей палеоценовой флоры: *Trudopollis pompeckii* (R. Pot.) Pflug, *Trudopollis* sp., *Triatriopollenites* Pflug, *T. confusus* Zakl., *Proteacidites tuberculatus* Cooks., *P. mollis* Samoil., *Gnetaceaepollenites* Thiergartem. Jans.

Эоцен нижний, тункурузская свита. Отложения нижнего эоцена на севере Джунгарского Алатау впервые установлены в Колпаковской впадине, где буровыми скважинами вскрыты светло-серые, темно-серые глины с прослоями зелено-серых и черных, мощностью от 42 м (скв. 15) до 62 м (скв. 22). В образцах, отобранных из скв. 13 в 1962 г. Л. К. Диденко-Кислицыной, Р. Б. Байбулатова определила спорово-пыльцевой комплекс, в котором покрытосеменные (97,2%) резко преобладают над споровыми (0,8%) и голосеменными (2,0%) растениями. Спорово-пыльцевой комплекс характерен для нижней половины эоцена*. Глины обнажаются в Колпаковской впадине по долинам рек

* Список форм опубликован (Диденко-Кислицина, 1965, 1966; Байбулатова, 1966).

Шет-Тентек, Орта-Тентек и Тентек. На правобережье р. Тентек (южнее моста) на малиново-красные глины описанного разреза палеоцена налегают:

1. Темно-серые глины	3 м.
2. Темно-серые глины с пятнами зеленовато-ржавого цвета	3,2 м.
3. Черные жирные листоватые (в сухом состоянии темно-серые) глины	0,5 м.
4. Светло-серые (пепельно-серые) глины	4,2 м.
5. Черные жирные листоватые глины	0,7 м.
6. Светло-серые глины, аналогичные слою 4	3,0 м.
7. Грязно-беловато-серые глины, в нижней части слоя — пятна темно-серых глин	6,0 м.
8. Светло-серые глины, тяжелые, жирные, листоватые	5,3 м.
9. Беловато-серые жирные глины с прослоем кварцевого песка мощностью	0,25 м.
	1,3 м.
10. Темно-серые жирные глины, при высыхании чешуйчатые	2,4 м.
11. Светло-серые жирные глины с двумя прослоями кварцевого (заглиниенного) песка мощностью 0,2 и 0,4 м	2,4 м.

Общая мощность пачки 26,7 м.

Из слоев 3 и 5 описанного разреза, из темно-серых пятнистых глин, обнажающихся севернее (в 300 м) и отвечающих слоям 2 и 3, из темно-серых глин грязевых вулканов в долине р. Орта-Тентек, из глин, аналогичных слоям 2, 3 и 5 на правобережье р. Шет-Тентек, из слоя, аналогичного 8, в долине р. Буланбай, из темно-серых глин у северо-западного склона гор Сайкан в 1967—1968 гг. Л. К. Диденко-Кислицина отобрала пробы, из которых Р. В. Байбулатова определила богатый спорово-пыльцевой комплекс. Для него характерно преобладание покрытосеменных (83,8—90,4%) над голосеменными (3,2—12,5%) и споровыми растениями (2—5,6%).

Споры представлены *Pteris cretacea* Chl. (2,8%), *Ophyoglossum* sp. (1,2%). Присутствуют споры, характерные для верхнего мела, — *Stenozonotriletes radiatus* Chl. (1,6%).

Голосеменные малочисленны. Это *Pinus* (2,4%), *Taxodiaceae* (4%). Встречен реликт меловой флоры *Gnetaceapollenites Thiergartem. Jan s.* (2,8%).

Пыльца покрытосеменных растений представлена *Anacolosidites supplingensis* (Pfl.) Krutz. (10%), *A. subtrudens* Pfl. (4,4%), *Triatriopollenites plicatus* (R. Pot.) Th. et Pfl. (10%), *Triporopollenites plectosus* And. (12%), *Pentapollenites* Krutz. (12%). Встречаются представители палеоценовой флоры: *Triatriopollenites confusus* Zakl. (4%), *T. roboratus* Pfl. (12%), *Trudopollis pompeckji* (R. Pot.) Pfl. (6%). Среди пыльцы тропических и субтропических растений отмечены *Myrica esculentiformis* Gladk. — до 27,2%, *Comptonia* sp. — 2%, *Rhus* spp. — 10%, *Moraceae* — 8%, *Platycarya* sp. — 0,4%. Широколиственная флора представлена пыльцой *Juglans* sp. — 1,2%, *Pterocarya* sp. — 1,2%, *Carya* sp. — 0,8%, *Acer* sp. — 2% и мелколистные формы — *Betula* sp. (0,8%) и *Alnus* (0,2%).

Спорово-пыльцевой комплекс характерен для нижнего эоцена. Темно-серые и черные глины сложены скрыто-чешуйчатым агрегатом монтмориллонита, неравномерно пропитанным окислом железа. Отмечаются псевдоморфозы гипса по пириту. В глинах есть примесь (до 6%) алевроитового материала — угловатых зернышек кварца, пластинок слюды. Светло-серые глины, залегающие в основании пачки бентонитовых глин в районе Шет-Тентек, являются гидрослюдистыми с незначительной примесью карбонатов.

Монтмориллонитовые глины служат высококачественным бентонитовым сырьем (бентонитовое число 80—100); кроме того, это хорошее сырье для производства керамзита. Пробы впервые отобраны в 1960 г. Е. П. Кислициным и Л. К. Диденко-Кислициной, повторно — в

1962, 1964, 1967 гг. Анализы проведены в лаборатории Министерства стройматериалов и в Центральной минералогической лаборатории ЮГУ под руководством Л. А. Кропаниной. В 1962—1964 гг. проводилась разведка под руководством Р. М. Бекметова, при этом подтвердились прекрасные бентонитовые свойства серых нижнеэоценовых глин. К сожалению, из-за сложных тектонических условий наиболее перспективный участок в районе с. Герасимовки оказался неэоценовым.

Бентонитовые нижнеэоценовые глины развиты в Каройской, Константиновской, Тункурузской впадинах, на горах Текели, к югу, западу и северу от гор Сайкан. Они обычно налегают на палеоценовые красноцветные отложения (скв. 1, 15, 22 и др.), в местах развития конседиментационных складок (в 1 км западнее с. Герасимовки и в районе с. Малый Дзержинск) — непосредственно на породы палеозоя, местами — на маломощные глины темно-красного, шоколадного цвета или на кварцевые пески.

Эоценовые отложения известны в западной части Джунгарского Алатау у подножия северного склона хребта Малайсары, где в скв. 2 в 1964 г. в интервале 53—76 м из серых глин с прослоями кварцевых песчаников общей мощностью 20 м Р. В. Байбулатова выделила эоценовый спорово-пыльцевой спектр (Диденко-Кислицина, 1966; Байбулатова, 1966).

На юге Джунгарского Алатау нижнеэоценовые отложения известны в горах Актау, где из пачки темно-серых глин и аргиллитов мощностью от 1 до 12 м, залегающих на породах палеозоя, Р. В. Байбулатова впервые для Южной Джунгарии получила спорово-пыльцевой комплекс, состоящий из пыльцы покрытосеменных (57,5—91,8%), голосеменных (0,6—38,5%) и споровых растений (5,2—8,2%). Среди пыльцы покрытосеменных господствуют *Triorites harrisii* C o o k s. et P i k e (до 38%) и формальные роды групп *Normapolles* (до 22%) — *Trudopollis pompeckji* (R. P o t.) P f l., *T. rectiformis* Z a k l., *T. nonperfectus* P f l., *Nudopollis terminalis* P f l., а также *Tricolpites* (5,0%). Из вечнозеленых растений присутствует пыльца *Myrica mirabilis* S a u e r, *M. spinosa* M a r t., *M. esculenta* B u c h., *M. kartwegii* W a t s., *Platycarya* sp., *Proteacidites tuberculatus* C o o k s., *Oleaceae*. Кроме того, встречаются пыльцевые зерна широколиственных древесных пород (8,4%) — *Quercus* sp., *Juglans* sp., *Tilia* sp. — и пыльца мелколистных пород (8,6%) — *Alnus*, *Betula* sp., *Salix* sp. Голосеменные представлены *Pinaceae*, *Podocarpaceae*, *Taxodiaceae*, преобладает *Pinaceae* (до 38,5%). Среди спор доминируют *Polypodiaceae*, найдены единичные зерна *Gleichenia* sp., *Ophyoglossum* sp., *Pteris* sp.

Приведенный комплекс близок по составу к комплексу из отложений Колпаковской впадины. Н. Н. Костенко в горах Актау пачку отложений, содержащих раннеэоценовый спорово-пыльцевой комплекс, вместе с вышележащей пачкой желтых, серых, белых песков и рыхлых песчаников и подчиненных прослоев бурых или пятнистых глин, в которой собраны остатки млекопитающих раннеолигоценового времени *Ergilla kasachstanica* V. G r o m., тапирообразного, примитивного хищника *Creodontia*, свинообразного *Suiformes* и древних носорогообразных *Rhinocerotidae*, рептилий, костные пластинки черепа крокодила (*Crocodylia*) и панциря черепах *Testudinidae* и *Trionychidae*, выделил в свиту эоцен-нижнеолигоценового возраста, назвав ее акбулакской. На наш взгляд, эти толщи принадлежат двум разновозрастным циклам осадконакопления, и объединение их в одну свиту большого возрастного диапазона не обосновано.

Средний — верхний эоцен, колпаковская свита. Серые бентонито-

вые глины перекрыты отложениями, литологически очень похожими на подстилающие пестроцветно-красноцветные. В Колпаковской впадине они вскрыты скважинами 15, 13, 9, 8, 22, 17 (1961—1962 гг.). Их разрез по скв. 15 и 13 опубликован (Диденко-Кислицина, 1964). К северу от с. Андреевки они вскрыты скважинами 25, 7, 6, 18, 4, 20, 22, 10 (1964 г.) и обнажены по склонам долины р. Чинжалы на протяжении 3 км. В северном крыле антиклинальной складки, на погружении гор Чабынды к этой толще отнесены (снизу вверх):

1. Грязно-белые микрозернистые доломиты с пустотками и трещинками, выполненными целитами 0,6 м.
2. Розовато-красные глины, приобретающие при высыхании малиновый оттенок и дающие вертикальную скорлуповатую отдельность радиусом до 0,3 м, в глинах — неправильные включения и ходы червей, выполненные темно-красными глинами 10,0 м.
3. Малиновые глины 0,4 м.
4. Яркие кирпично-красные тощие глины с точечными включениями карбонатных зелено-серых глин 0,8 м.
5. Серовато-розово-белые монтмориллонитовые глины 0,4 м.
6. Малиновые глины 1,1 м.
7. Яркие кирпично-красные глины с редкими зеленовато-красными включениями 1,6 м.
8. Светло-серые глины (серо-зеленые во влажном состоянии), скорлуповатые, очень плотные, жирные; в верхней части слоя — пятна красных глин и ходы червей; по простиранию появляются прослой карбонатных монтмориллонитовых розовато-зеленых плитчатых глин мощностью 0,2—0,8 м и корки мергелей мощностью 2—3 см 9 м.
9. Розовато-красные жирные глины с шелковистым блеском, с точечными включениями белого мелоподобного вещества; трещинки и ходы червей выполнены светло-серой глиной; угловатые включения серых глин 3,2 м.
10. Светло-серые глины с нитевидными включениями красных; внизу — комки мергелей 0,6 м.
11. Яркие розовато-красные глины, состоящие из спутанно-волокнуистого агрегата гидрослюды с примесью (до 10%) микрозернистого кальцита и алевроитовых частиц (до 5%) плагиоклаза, хлорита 7,5 м.
12. Зеленовато-серые алевроиты со скорлуповатой отдельностью, с трещинами и ходами червей, выполненными красными глинами 0,9 м.
13. Пестроцветные и ярко-красные глины с комковатыми включениями зеленовато-серых 3,1 м.
14. Зеленовато-серые очень жирные глины с включениями малиново-красных; с прослоями мощностью 1 см из окатышей мергелей и обломков костей 0,25 м.
15. Пестроцветные, в основном красные, с зеленовато-серыми пятнами глины, в нижней части обломки костей и прослой бордово-красных и серых глин мощностью 0,4—0,5 м 1,2 м.
16. Зеленовато-серые жирные алевроитистые глины с обломками костей 0,4 м.
17. Пестроцветные, темно-красные глины с пятнами зеленовато-красных и углистых черных, жирные, при высыхании плотные, скорлуповатые 0,6 м.

Известковистые глины слоев 2, 3, 4, 6 и 7 сложены криптотешуйчатым агрегатом гидрослюды с незначительной примесью (до 15%) пелитоморфного кальцита, с обломочками (до 0,3 мм) кварца, плагиоклаза, порфиринов, циркона. В слое 3 алевроитовый материал отсутствует.

Пятнистости глин слоев 13—15 и 17 способствовала внутренняя структура — неравномерное распределение криптотешуйчатых агрегатов гидрослюды размером от 0,3 м до 1,5 мм. Промежутки выполнены гидрослюдой с примесью пелитоморфного карбоната и неравномерно пропитаны гидроокислами железа. В глинах слоя 14 карбонат отсутствует, имеются включения (до 5%) зерен кварца. Глины слоя 16 сложены спутанно-волокнуистым агрегатом гидрослюды и содержат примесь (до 10%) карбонатов и до 35% зерен кварца и плагиоклаза, хлорита, эпидота, рудного минерала. Общая мощность разреза 40 м; по скважинам она не превышает 25,8 м.

В 1 км к северу от ручья Теплого (в обрывах) под описанной вы-

ше пачкой слоистых красноцветных гидрослюдистых отложений обнажены серые с ржавыми пятнами бентонитовые глины монтмориллонитового состава, включающие до 3% зернышек кварца и плагиоклаза.

Из пестроцветных слоев 15—17 в 7 км севернее с. Андреевки, в долине р. Чинжалы, в устье ручья Теплого, в 1964 г. Л. К. Диденко-Кислицыной, в 1965 г. С. Ф. Меньшиковым и П. А. Аубекеровой, в 1967 г. Р. Б. Байбулатовой и Н. Н. Костенко повторялись сборы. В 1968—1969 гг. здесь проводились крупные раскопки палеозоологическими стрядами лаборатории палеобиологии Института зоологии АН КазССР. Было собрано большое количество черепов, нижних челюстей и костей посткраниального скелета примитивных раннепалеогеновых млекопитающих; челюсти с зубами и позвонки ильных хищных рыб сем. *Amiidae* (определение Г. Д. Хисаровой) и обломки панциря и костей скелета черепах сем. *Trionychidae* (определение В. В. Кузнецова). По заключению М. Д. Бирюкова, среди упомянутых костей имеются кости тапирообразных *Tapiroidea* (рис. 1—4), принадлежащие се-

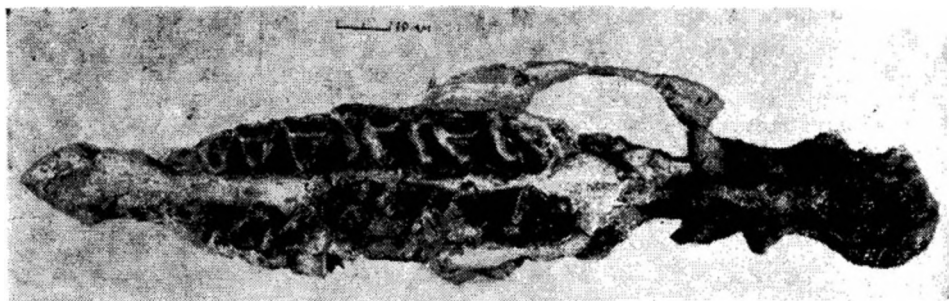


Рис. 1. *Lophialetes* sp. Череп, вид снизу; р. Чинжалы в устье ручья Теплого, Северная Джунгария. Колл. лаборатории палеобиологии Ин-та зоологии АН КазССР № 5038, 59-чт. 1

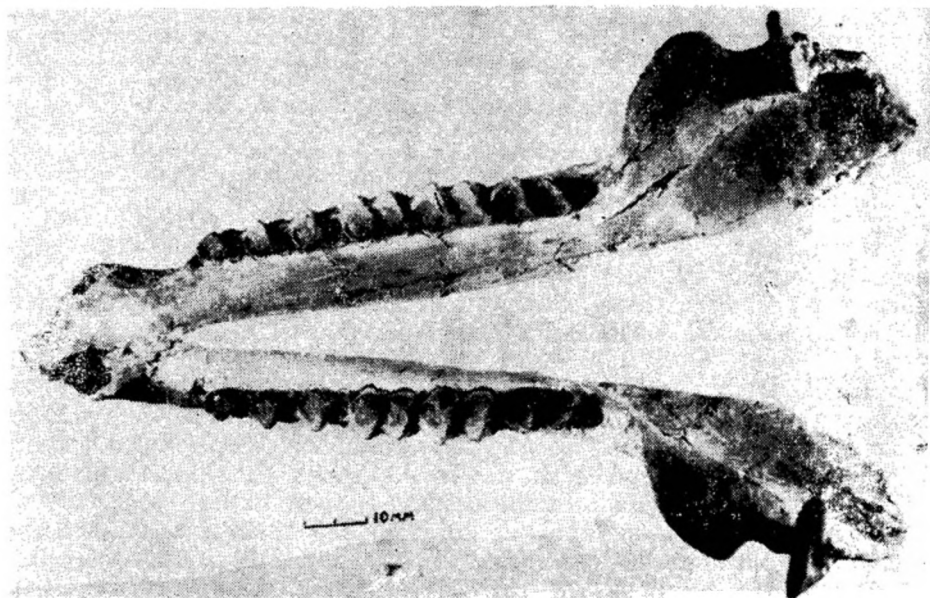


Рис. 2. *Lophialetes* sp. Нижняя челюсть, вид сверху.

мействам *Lophialetidae* Radinsky (*Lophialetes* sp.), — черепа, нижние челюсти и кости посткраниального скелета; *Schlosseria* sp. — зу-

бы верхней челюсти (P^3-M^3); *Deperetellidae* Radinsky (*Teleolophus beliajevi*) Virjukov sp. nov. — зубы верхней челюсти (P^1-M^3), верхние переднекоренные зубы и центральные кости задней конечности примитивного носорогообразного *Prochyracodon* sp., датирующие вмещающие их отложения средним эоценом. Строение зубов и костей посткраниального скелета тапирообразных и носорогообразных указывает на приспособление животных к жизни в лесостепных простран-

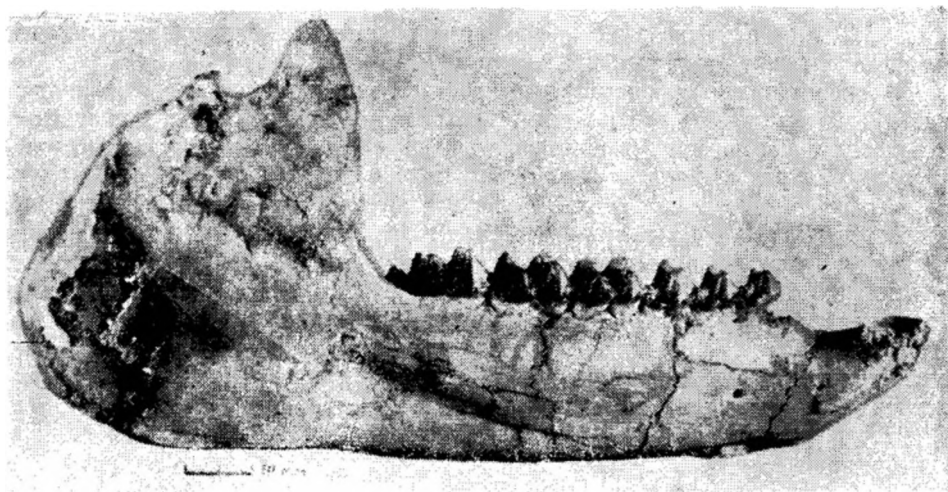


Рис. 3. *Lophialetes* sp. Нижняя челюсть, вид сбоку.

ствах с влажным субтропическим климатом. Ландшафт того времени представлял небольшие возвышенности с широко развитыми пресноводными озерами и медленно текущими реками с чистой, прозрачной водой.

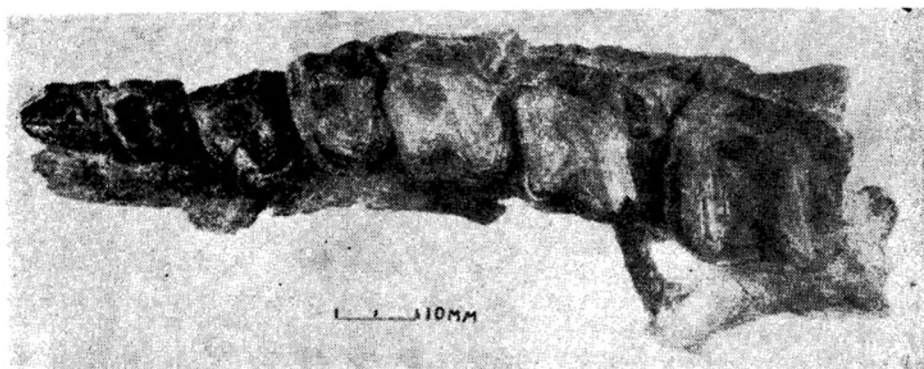


Рис. 4. *Teleolophus beliajevi*. Зубы верхней челюсти, вид сверху; р. Чинжалы в устье ручья Теплого, Северная Джунгария. Колл. лаборатории палеобиологии Ин-та зооло-

гии АН КазССР № $\frac{4847}{68-чт}$

Данное местонахождение расширяет наши знания о распространении родов *Lophialetes*, *Schlosseria*, *Teleolophus*, *Prochyracodon*, которые ранее были в основном известны на территории Монголии и Китая. Находки этих родов являются первыми в СССР. Кроме родов *Lophialetes*, *Schlosseria*, *Teleolophus* и *Prochyracodon*, в сборах имеются остатки каких-то очень мелких примитивных тапирообразных, бронтатериев, парнокопытных, хищников и грызунов, которые подлежат дальнейшему изучению.

Олигоценовые отложения хорошо изучены в горах Актау и описаны в ряде работ (Бажанов, Костенко, 1961, 1964). По данным Н. Н. Костенко, они представлены тремя слоистыми пачками песчано-алевритоглинистых отложений, названных актауской свитой. Нижняя пачка светло-серых (белых) разнотернистых рыхлых песчаников с линзами и прослоями гравелитов и красно-бурых глин мощностью 40 м, содержащая остатки млекопитающих *Ergilia kasachstanica* и др., а также пресмыкающихся, отнесена к первой половине олигоцена. Эту пачку Н. Н. Костенко (1964) объединил с нижележащими серыми эоценовыми глинами в акбулакскую свиту.

Средняя пачка, состоящая из мелкозернистых полимиктовых песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов, прослоев глин и алевролитов, содержит большое количество остатков млекопитающих: *Suiformes*, *Gelocidae* (под *Prodrematherium*), *Indricotherium transouralicum* М. Р а в л., *Cholicotheriidae* (видимо, род *Schizotherium*), *Rhinocerotidae*, а также черепах *Clemys* и *Trionychidae*. Эта фауна, учитывая наличие в ее составе индрикотерия вместе с длинноногим продрематерием, обитавших в достаточно сухих травянистых местах с отдельными группами деревьев, позволяет датировать пачку средним олигоценом. Залегающая выше слоистая пачка красно-бурых глин, зелено-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников мощностью 70 м отнесена к верхнему олигоцену.

К олигоцену в северной части Джунгарского Алатау отнесены и отложения, лежащие согласно на пестроцветных эоцена. Они представлены выдержанными темно-серыми, иногда с зеленым оттенком глинами, переслаивающимися с белыми и светло-серыми часто мергелистыми глинами и мергелями. Мощность пачки от 25 до 70 м. Эти отложения имеют большое литологическое сходство с олигоценовыми глинами района гор Кыскач, расположенными в 70 км северо-западнее места сбора эоценовой фауны.

У подножия гор Кыскач скважинами 56, 44, 48, 50 вскрыт следующий разрез отложений, залегающих на породах палеозоя (снизу вверх):

1. Зеленовато-белые плотные жирные вязкие глины, участками песчаные	
2. Темно-серые жирные вязкие глины	3,0 м.
3. Темно-зеленые глины	8,0 м.
4. Красные карбонатизированные глины с включениями зеленых	4,0 м.
5. Серые, темно-серые глины	12,4 м.
6. Светло-зеленые глины с включением охристо-желтых и красных	14,6 м.

Из четырех скважин с глубины 48—147 м были получены богатые спорово-пыльцевые комплексы, в которых преобладает пыльца покрытосеменных (76,5—86,5%) над голосеменными (15—22,5%) и спорами (0,5—4,5%). Споры встречаются в очень малом количестве и бедны по составу (*Lycopodium* sp., *Osmunda* sp., *Sphagnum* sp.). Голосеменные состоят из *Pinus* (до 17,5%), *Taxodiaceae* (3,5%), *Podocarpus* (2%), *Ephedra* sp. (10%). Наиболее полно и разнообразно представлены покрытосеменные растения. Среди них отмечено значительное количество пыльцы широколиственных теплолюбивых пород: *Juglans* sp., *Carya* sp., *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Acer* sp. (14%). Устойчиво фиксируется пыльца субтропических и средиземноморских форм: *Liquidambar* — 15%, *Nyssa* sp. — 4%, *Rhus* sp. — 3%, *Ilex* sp. — 0,5%, *Moraceae* — 6%, *Trochodendraceae* — 5%, *Oleaceae* — 13%, *Elaeagnus* sp. — 8%. Интересно отметить, что в комплексах встречаются пыльцевые зерна, морфологически сходные с пыльцой рода *Trachycarpus* sp. (до 2%).

В комплексе встречены пыльцевые зерна растений умеренной флоры — *Betula*, *Alnus*, *Salicaceae*. Характерно присутствие трехпорово-трехбороздной и трехбороздной пыльцы неопределенной систематической принадлежности (до 21,5%). Пыльцевые зерна трав почти отсутствуют, за исключением пыльцы *Sparganium* sp. (12,5%).

Спорово-пыльцевые комплексы позволяют предположить, что в период отложений зелено-серых глин произрастали широколиственные теплолюбивые леса, в которых преобладали дубы, вязы, буки, клены, ореховые с примесью хвойных, в основном рода *Pinus*. Подлесок создавали сумахи, ликвидамбары, маслиновые. В увлажненных местах произрастали таксодиевые, по берегам рек и озер — ольха и ива. На небольших глубинах в водоемах росли ежеголовки. Климат был влажным и теплым. Приведенный спорово-пыльцевой комплекс сходен со спорово-пыльцевыми комплексами Приаралья, Тургая, Прииртышья и Западно-Сибирской низменности, описанных Е. Д. Заклинской (1958, 1963), В. А. Полухиной, З. А. Войцель (1958), Е. И. Ивановой, Л. Г. Марковой (1956). Сходство выражается в широком распространении трехпорово-трехбороздной и трехбороздной пыльцы и широколиственных теплолюбивых пород — *Juglans*, *Carya*, *Fagus*, *Quercus*, *Acer*, а также в участии пыльцы вечнозеленых и субтропических растений — *Liquidambar*, *Moraceae*, *Rhus*, *Oleaceae* и др. Данный комплекс отличается небольшим содержанием пыльцы *Taxodiaceae* и отсутствием пыльцы трав. Изученный спорово-пыльцевой комплекс позволяет считать вмещающие его серые глины континентальными образованиями олигоценового, скорее раннеолигоценового, возраста.

Из изложенного материала вытекает:

1. В северной части Джунгарского Алатау и прилегающих впадинах развиты олигоценовые отложения — красные и зелено-серые глины монтмориллонит-гидрослюдистого состава.

2. Эоценовые и палеоценовые отложения на севере Джунгарии получили развитие примерно до широты гор Арғанаты. Во впадинах достаточно хорошо обоснованы колпаковская свита — красные, пестрые, в нижней части слоистые гидрослюдистые глины с прослойками алевролитов; возраст — средний — верхний эоцен (Pg_2^{2-3}), а также тункурузская — глинистая, монтмориллонитового состава, пепельно-серая бентонитовая; возраст — нижний эоцен (Pg_2^1).

3. Джамантинская свита — палеоцен (Pg_1) — представлена двукратно повторяющимися пачками пестрослоистых глин, кварцевых песков, песчаников, гравелитов. При дальнейшем изучении осадков возможно выделение подсвит.

4. Присутствие в нижнеэоценовых отложениях незначительного количества спор растений, характерных для верхнего мела, подтверждает возможное наличие меловых отложений по периферии Джунгарии и в наиболее глубоких частях прилегающих впадин. Широкое развитие палеоценовых и эоценовых отложений на территории Джунгарского Алатау дает основание предполагать их присутствие в Балхашской, Алакульской, Илийской и других впадинах Юго-Восточного Казахстана.

5. Находки остатков родов *Lophialetes*, *Schlosseria*, *Teleolophus*, *Prohyracodon* в среднеэоценовых отложениях долины р. Чинжалы являются первыми в СССР. Они расширили ареал развития этих родов с территории Китая и Монголии в Северную Джунгарию.

К. А. ЛЯДЖИНА

СТРАТИГРАФИЯ И МОЛЛЮСКИ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧУ-САРЫСУЙСКОЙ ВПАДИНЫ

При систематических палеонтолого-стратиграфических исследованиях мезозой-кайнозойских отложений Южного Казахстана, начатых в 1958 г., изучались моллюски из средне- и верхнеэоценовых осадков Чу-Сарысуйской депрессии. Фауна моллюсков образует определенные комплексы, их возраст контролировался фораминиферами, остракодами, радиоляриями, спорово-пыльцевыми спектрами, флорой и зубами акул.

Отложения среднего эоцена вскрыты многочисленными скважинами в западной части Чу-Сарысуйской впадины, а юго-восточнее они обнажены полосой северо-западного простирания вдоль северо-восточного склона хр. Каратау. Породы среднего эоцена известны также в районе среднего течения р. Сарысу. Скважинами пересечен комплекс осадков морского происхождения — опоковидные зеленовато-серые глины, красно-бурые аргиллиты. На юге, в прибортовой части депрессии, средний эоцен представлен прибрежно-морскими осадками — левыми песками, гравийниками, песчаниками, конгломератами, образованными, по-видимому, в литоральной зоне моря.

Среднеэоценовые прибрежно-морские отложения с размывом залегают на более древних (вплоть до палеозоя), на них также с размывом — континентальные красно-бурые глины среднего олигоцена. Типично морские отложения залегают согласно на нижнеэоценовых осадках, отлагавшихся в море нормальной солености. Граница между нижним и средним эоценом проводится условно, по появлению в разрезе красно-бурых плотных аргиллитов. Верхняя граница идет по слою зеленовато-серых опоковидных глин. Мощность среднеэоценовых отложений колеблется от 0 до 106 м. Наибольшая она в центральной части впадины, где отмечается самое глубокое залегание палеозойского фундамента. Средний эоцен отсутствует в местах его высокого поднятия (у Тантайской возвышенности, северо-западнее р. Аксумбе и т. п.).

Фауна моллюсков содержится как в осадках неритовой зоны моря, так и в породах, образовавшихся в литоральной зоне, но распределена крайне неравномерно. В осадках неритовой части моря обнаружена только *Pteria elytracea*, представленная большим числом особей. Эта форма обитает на небольших глубинах, образуя банки обычно на глубине 6—30 м (подобно устричникам), но состав осадков (тонко-

зернистые серо-зеленые песчаники, глины), а также наличие бентосных и планктонных фораминифер исключают возможность накопления этой толщи в прибрежных условиях. Отлагалась она, по-видимому, в верхах неритовой зоны моря или же в переходной от литоральной к неритовой части.

В прибрежных осадках литоральной зоны содержится многочисленная фауна, образующая два комплекса. Нижний представлен в основном устрицами: *Ostrea cizancourti* Cox, *O. multcostata* Desh., *O. multcostata* Desh. var. *schirabadica* Vial., *O. plicata* Sol., *O. angusta* Desh., *O. pseudobellovacina* Kach., *O. cariosa* Desh., *O. aff. cariosa* Desh., *O. karataensis* sp. nov., *O. baicadamensis* sp. nov., *O. sarisuensis* sp. nov. В верхнем комплексе присутствуют *Chlamys turgaicus* Vial., *Pitar akssuensis* Kach., *Solen rimosus* Bellardi, *Macra recondita* Desh., *Panope intermedia* Sow., *Turritella* cf. *alaica* Vial. et Sol., *Lithophaga* sp., *Natica* sp. Многие из этих моллюсков ранее отмечались в среднеэоценовых отложениях Средней Азии. Виды *O. cizancourti* Cox, *O. multcostata* Desh., *O. multcostata* Desh. var. *schirabadica* Vial. являются руководящими для алайских слоев, широко распространенных в Средней Азии, которые в настоящее время датируются средним эоценом. Общность фауны позволяет параллелизовать прибрежно-морские песчано-гравийные осадки Чу-Сарысуьской депрессии, содержащие обильную фауну устриц, с алайскими слоями Средней Азии. Кроме того, в районе оз. Ашиколь в скважинах обнаружены остракоды, представленные, по определению А. П. Савиновой, среднеэоценовыми видами: *Cytherella textata* Mand., *Clithrocytheridea capitos* Mand., *Trachyleberis hyalina* Schargarov и др.

В районе оз. Арыс М. Я. Мартынова установила среднеэоценовый комплекс фораминифер — *Lenticulina iljini* (N. Byk.), *Acarinina* ex gr. *pseudopilensis* Subb., *A.* ex gr. *interposita* Subb. Фораминиферы среднего эоцена определяла также Н. Е. Мельникова: *Baggina valvulinariaformis* N. Byk., *Globigerina corpulenta* Subb., *Bulimina vermiformis* N. Byk. Спорово-пыльцевой комплекс, обнаруженный в описываемых отложениях, по заключению Е. К. Тереховой, характерен для среднего эоцена. У водохранилища Чукурый В. С. Корнилова (по сборам автора) определила остатки листьев *Palibinia densifolia*, которая известна из среднеэоценовых осадков Туркмении. Там же были собраны зубы акул, характерные, по заключению Л. С. Гликмана, для среднего эоцена — *Odontaspis macrota* Ag., *Pristis lathamii* Gal., *Myliobatis toliapicus* Ag. Таким образом, среднеэоценовый возраст описываемых отложений не вызывает сомнений.

Анализ осадков и изучение фауны позволяют наметить следующую палеогеографическую обстановку для этого района. В начале среднего эоцена продолжалась трансгрессия моря, начавшаяся еще в палеоэоцене. Она превратила район Большого и Малого Каратау в мелкое островное море. На это указывают накопление песчано-гравийных осадков и расцвет устриц, многочисленные банки которых прослежены вдоль обоих склонов хребта. Более глубоководные морские осадки (пески и глины) отлагались в низовьях р. Чу, но море здесь не выходило за пределы неритовой зоны, его глубина была менее 200 м. Температура воды была умеренно-теплой (наблюдается смешение теплолюбивых и холоднолюбивых моллюсков). Соленость нормальная или несколько пониженная. На это косвенным образом указывают бедность видами и богатство особями (*Pteria elytracea*). Наиболее распространенными были зарывающиеся и прикрепленные моллюски — пеллециподы. Гастроподы представлены только родом *Turritella*. Раковины моллюсков-хищников не найдены. Следует, однако, отметить, что следы

моллюсков-камнеточцев (*Natica* и *Lithophaga*) обнаружены в устричных банках у оз. Бакырлы-Тоган (северо-восточный склон хр. Кара-тау) и на р. Сарысу.

Верхнеэоценовые осадки выходят на дневную поверхность в обрывах столовых возвышенностей западного окончания плато Бетпак-Далы, обнажаются в виде небольших бугров вспучивания в низовьях р. Чу и вскрыты многочисленными скважинами на территории впадины. К верхнему эоцену отнесена мощная толща зеленых глин с подчиненными прослоями песков, песчаников и известняков, широко известная под названием чеганской свиты. Она согласно налегает на среднеэоценовые отложения, на слой серо-зеленых опоковидных глин. Верхняя граница установлена по появлению красно-бурых песчанистых глин среднего олигоцена, с размывом залегающих на верхнеэоценовых отложениях. Мощность верхнего эоцена колеблется от 0 на участках с высоко поднятым палеозойским фундаментом до 191 м в наиболее погруженной центральной части Чу-Сарысуйской впадины и в районе Сузакского прогиба.

Возраст этих отложений до сих пор остается спорным. Одни исследователи (А. К. Алексеев, И. А. Коробков, М. Г. Лукович, Л. Б. Рухин, В. И. Яркин) считают их верхнеэоценовыми, другие (О. С. Вялов, А. П. Ильина, А. Л. Яншин) — нижнеолигоценовыми. Все эти исследователи рассматривали чеганскую свиту как единую нерасчлененную толщу. Н. К. Овечкин (1954) разделил ее на ряд фаунистических зон, разбив свиту на нижнюю — верхнеэоценовую — и верхнюю — нижнеолигоценовую — части. В 1960 г. комиссия по палеогену при Межведомственном комитете рекомендовала выделить в качестве самостоятельных свит нижнечеганскую подсвиту, оставив за ней название «чеганская свита», и верхнечеганскую, присвоив ей название «туранглинская свита». Как отмечает Н. К. Овечкин (1961), туранглинская свита развита только в Северном Приаралье, северных чинках Устюрта и на крайнем юге Тургайского прогиба, а в Западно-Сибирской низменности разрез морских палеогеновых отложений заканчивается верхним эоценом (чеганской свитой в новом понимании).

В описываемых отложениях содержатся пластинчатожаберные: *Nucula aralensis* L u k., *N. praelonga* W o o d, *N. kasakstanica* R u c h., *Nuculana* aff. *galeottiana* N y s t, *Ostrea* ex gr. *angusta* D e s h., *Modiolus* cf. *nysti* M ü n s t., *Isocardia eichwaldiana* R o m., *Isocardia mica* O v e t s c h., *Cordiopsis incrassata* S o w., *Cultellus grignonensis* D e s h., *T. ferganensis* V i a l. et S o l. В составе фауны резко преобладают эоценовые виды. По разрезу фауна моллюсков распределена весьма неравномерно. В нижней части зеленых глин она отсутствует. Выше содержатся скопления раковин рода *Nucula*, принадлежащие трем видам: *N. aralensis* L u k., *N. turgaica* M i r o n. и *N. kasakstanica* R u c h. Этот горизонт соответствует саксаульской свите Северного Приаралья и Тургая и относится к верхам бодракского яруса (кумскому горизонту) стратотипического разреза палеогена юга СССР.

Выше появляются представители родов *Corbula*, *Isocardia*, *Cultellus* и др., широкое развитие которых отмечал Н. К. Овечкин в зонах *Vermetus bognoriensis*, крупных туррителл и зоне *Pholas scutata* и *Cultellus grignonensis*, выделяемых им для нижней части чеганской свиты Северного Приаралья и Тургая. С этими зонами, вероятно, следует параллелизовать остальную часть разреза верхнего эоцена Чу-Сарысуйской впадины. Моллюски, характерные для зоны *Pinna lebedevi* и *Calyptraea turgaica*, выделяемой Н. К. Овечкиным в самых верхах чеганской свиты (нижнечеганской подсвиты в его понимании), в отложениях верхнего эоцена Чу-Сарысуйской впадины не обнаружены.

По-видимому, в этом районе отсутствуют осадки, которые можно сопоставить с данной зоной.

Таким образом, возраст описываемых отложений в районе Чу-Сарысуйской впадины не выходит за пределы верхнего эоцена. На это указывают и другие органические остатки, собранные совместно с моллюсками. В низовьях р. Чу обнаружен богатый комплекс остракод, по заключению А. П. Савиновой характерный для верхнего эоцена, — *Schuleridea* ex gr. *ampula* M a n d., *Clithrocytheridea innae* M a n d., *Cytheridea lata* M a n d., *C. onissa* C h o h l o v a, *C. cf. textata* M a n d. В районе оз. Арыс М. Я. Мартынова установила верхнеэоценовый комплекс фораминифер — *Bolivinopsis turgaicus* B a l a k h m., *Baggina valvulinariaformis* (N. В у к.), *Eponides jacksonensis* (C u s h. et A p p.) и др. В низовьях р. Чу Н. Е. Мельникова определила также верхнеэоценовые фораминиферы — *Planulina costata* (H a n t.), *Bifarina millepunctata* T u t k. Спорово-пыльцевой комплекс, выявленный в районе оз. Ащиколь, по определению Е. К. Тереховой, характерен для верхов верхнего эоцена.

Анализ условий осадконакопления и изучение фауны определили палеогеографическую обстановку. Существовавший в верхнем эоцене морской бассейн не выходил за пределы неритовой зоны, его глубина не превышала 200 м. Температура воды была умеренно-теплой (присутствие устриц и теплолюбивой флоры *Palibinia*). Но со стороны Западной Сибири проникали более холодные воды. На это косвенно указывает присутствие холоднолюбивых моллюсков *Cyprina* и *Cordiopsis*. Соленость воды, возможно, была несколько пониженной, так как из 20 родов моллюсков, обитавших в этом районе, 6 могли переносить значительное опреснение. Остальные моллюски обитали в водах нормальной солености.

В верхнеэоценовом морском бассейне преобладали детритоядные и растительноядные моллюски. Брюхоногие хищники имеют резко подчиненное значение и представлены одним родом *Natica*. На резкое различие моллюсков позднего эоцена и раннего олигоцена по фактору пищи указывал еще Н. К. Овечкин (1954) для районов Тургайской впадины и Северного Приаралья.

К началу раннего олигоцена море регрессировало из Чу-Сарысуйской впадины; оно сохранилось на западе, в Тургайском прогибе, Северном Приаралье, Устюрте. На описываемой территории с олигоцена установился континентальный режим, существующий и ныне.

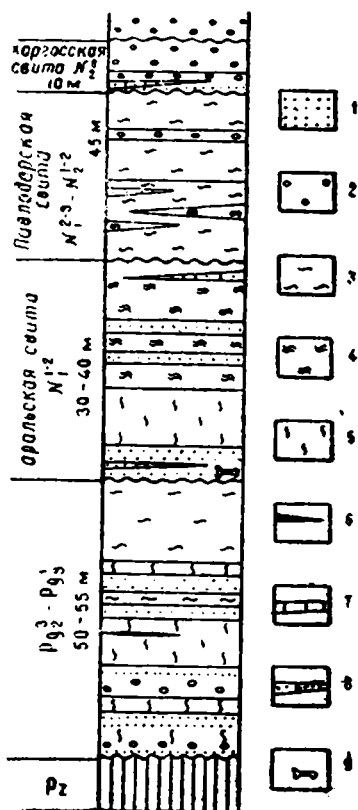
В. В. ТОЛОЧКО, П. А. АУБЕКЕРОВА

ЭОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕЙ ЧАСТИ БАСЕЙНА р. АЯГУЗ

Стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Восточного Прибалхашья разработана недостаточно полно. Работами 1963—1966 гг. она уточнена в среднем течении р. Аягуз (см. рис.). Исследовались

отложения в бассейне реки на протяжении 50 км от пересечения ее хр. Чингиз до слияния с р. Айгыз. На этом участке в нее впадают несколько правобережных притоков (реки Батпак, Улькен- и Орта-Сарыозек, Шуйгун, Женешкесу, Айгыз), берущих начало на склонах хр. Чингиз.

Опорные разрезы изучены в древней эрозионно-тектонической впадине, расположенной в устьях рек Батпак, Улькен- и Орта-Сарыозек. Впадина размером 4×7 км² вытянута в запад-юго-западном направлении. Вдоль ее северного борта проходит Акбастауский разлом, за которым расположены южные предгорья хр. Чингиз. В юго-восточной части



Сводный разрез отложений эоцен-плиоцена средней части бассейна р. Аягуз. 1 — пески и песчаники с глинистым цементом; 2 — гравий, галечники, мелкие валуны; 3 — глины красно-бурые, шоколадные, коричнево-красные; 4 — глины пестроцветные: зеленовато-коричневато-серовато-белые; 5 — глины зеленые и серые; 6 — глины темно-серые гумусированные; 7 — известняки; 8 — песчаники и конгломераты на известковистом цементе; 9 — место сбора костных остатков.

впадины, в 29 км от г. Аягуз, расположено известное Аягузское местонахождение кайнозойской фауны.

Палеоген-неогеновые отложения несогласно налегают на дислоцированные верхнепалеозойские вулканиты. По литологическим особен-

ностям, условиям залегания и органическим остаткам они отчетливо делятся на пять разновозрастных толщ: 1) эоцен-олигоценую; 2) нижне-среднемиоценовую (аральская свита); 3) верхнемиоценовую — нижнеплиоценовую (павлодарская свита); 4) средне-верхне-плиоценовую (илийская свита) и 5) верхнеплиоценовую (хоргосская свита).

Эоцен-олигоценые отложения. Залегающая на палеозое эоцен-олигоценая песчано-глинистая толща на поверхности не обнажена и вскрыта скважинами. В ее основании лежит галечно-песчанистая пачка светло-зеленых, желтых, серых, коричневых, палевых песков, галечников, песчанистых глин, песчаников с карбонатным цементом. Мощность пачки 10—17 м. Выше залегает пачка серо-зеленых глин (6—10 м), сменяющихся переслаивающимися кварцево-полевошпатовыми песчаниками и пестроцветными глинами (5—10 м). Разрез заканчивается пачкой кирпично-красных глин (до 17 м). Общая мощность эоцен-олигоценых отложений 50—55 м. Гальки гранитоидов размером от 2 до 10 см, кварца и кремнистых пород слабо и средние окатаны. Пески кварцево-полевошпатовые, иногда кварцевые, реже полимиктовые. Глины тощие, песчанистые, иногда аргиллитоподобные, местами гумусированные. В верхней части пачки встречаются известковистые включения и пленки гидроокислов марганца. Генезис отложений нижней части разреза, вероятно, пролювиально-аллювиальный, верхней — озерно-болотный. Отложения толщи в меридиональном сечении впадины слабо прогнуты. Угол падения в наиболее дислоцированной при- бортовой ее части достигает 2°.

Наиболее полный разрез нижней части описываемых отложений вскрыт скв. 14, пройденной в 2,5 км северо-западнее устья р. Батпак. Верхняя часть разреза изучена скв. 15, пройденной в 1 км западнее устья р. Батпак. Сводный разрез по этим скважинам следующий (снизу вверх):

Галечно-песчанистая пачка	1. Серые средне-крупнозернистые глинистые полимиктовые пески	1,8 м.
	2. Слабо и средне окатанные галечники; галька размером до 5 см	0,7 м.
	3. Светло-зеленые песчанистые глины	0,5 м.
	4. Светло-серые глинистые кварцево-полевошпатовые пески	4,0 м.
	5. Светло-серые крупно- до грубозернистых полевошпатово-кварцевые песчаники с известковистым цементом	2,6 м.
	6. Зеленые слабопесчанистые глины	1,4 м.
	7. Палевые и ржаво-коричневые кварцево-полевошпатовые гравелиты и гравелит-песчаники	3,5 м.
	8. Желтые крупнозернистые полевошпатово-кварцевые пески	2,0 м.
	9. Галечники; галька размером 3—10 см, средние, реже слабоокатанная	0,5 м.
Пачка серо-зеленых глин	10. Зеленые с включением коричневых, белесых и серых глины, с пятнами гидроокислов железа	5,8 м.
	11. Серовато-черные гумусированные глины	0,2 м.
	12. Светло-зеленые песчанистые глины	3,0 м.
Пачка переслаивающихся кварц-полевошпатовых песчаников и пестроцветных глин	13. Коричневато-зеленые мелкозернистые полимиктовые песчаники с глинистым цементом	2,2 м.
	14. Розоватые, зеленоватые, выше коричневые глины с пятнами известки и гидроокислов марганца	1,4 м.
	15. Коричневые среднезернистые до гравийных кварц-полевошпатовые песчаники с глинистым цементом	0,6 м.
	16. Коричневатые глины с включением белых известковистых	0,8 м.
	17. Переслаивающиеся зеленоватые, коричневатые, розоватые грубозернистые песчаники и зеленоватые известковистые песчанистые глины	3,0 м.
	18. Зеленоватые и белесые известковистые глины, сверху постепенно переходящие в пелитоморфные известняки	1,3 м.
	19. Светлые пелитоморфные известняки	0,2 м.

20. Розовато-коричневые плотные слабопесчанистые глины с карбонатными включениями и пленками гидроокислов марганца ...	0,8 м.
21. Кирпично-красные и розоватые плотные аргиллитоподобные слабопесчанистые глины с редкими включениями зеленоватых, внизу с редкими карбонатными включениями и дендритами гидроокислов марганца ...	15,0 м.
22. Буровато-желтые вязкие слабопесчанистые глины с пятнами зелеными ...	0,5 м.

Мощность по разрезу 51,8 м.

Аналогичные разрезы вскрыты скважинами и во впадинах, расположенных в 20 и 35 км ниже по течению р. Аягуз. Скв. 1/1964, пройденная в междуречье Аягуз — Шуйгун, вскрыла верхнюю красноцветную часть толщи мощностью 13,5 м. Скв. 10/1965, заданная на IV надпойменной террасе р. Аягуз, в 3 км юго-западнее устья р. Курайлы, вскрыла полный разрез толщи мощностью 32 м. Отложения лучше отсортированы. Обломочный материал хорошо и средне окатанный.

В многочисленных пробах, отобранных из описанных отложений, органические остатки не встречены. Поэтому судить о возрасте этих осадков можно лишь по косвенным данным, в частности по остаткам млекопитающих и рептилий, собранным из Аягузского местонахождения ископаемой фауны. Ископаемые кости в нем приурочены к горизонту ржаво-зеленых песчанистых глин с песчано-гравийными линзами и включениями плохо окатанных галек и мелких валунов. Первые сборы здесь сделали Н. Н. Костенко, З. А. Сваричевская, В. А. Воробейчик и А. А. Розенкранц. В 1965—1966 гг. авторы и С. Ф. Меньшиков сборы повторили. Из них П. А. Аубекерова и М. Д. Бирюков определили остатки млекопитающих, относящихся к двум разновозрастным группам. К первой относится обломок пяточной кости представителей семейства *Amyndontidae* (гигантского болотного носорога), датируемый верхами эоцена — низами олигоцена. Эти же возрастные пределы устанавливает В. В. Кузнецов для пресноводной черепахи семейства *Dermatemididae*, разрозненные остатки панциря которой собраны вместе с костями млекопитающих. Ко второй группе отнесена фауна миоцен-плиоценового облика (приведена при описании аральской свиты), характеризующая время образования костеносных отложений. По фаунистическим комплексам (приведенным там же) эти отложения датируются первой половиной миоцена.

Геологические разрезы свидетельствуют, что горизонт, в котором собрана фауна, залегает непосредственно на размытой поверхности эоцен-олигоценовых отложений. В скв. 13, заданной на IV надпойменной террасе р. Аягуз в междуречье Орта- и Улькен-Сарыозек, обломок трубчатой кости найден в этом горизонте в 3,8 м выше кровли эоцен-олигоценовых отложений. Глины с песчано-гравийными линзами костеносного горизонта, очевидно, имеют аллювиально-пролювиальное происхождение.

Обилие и хорошая сохранность костных остатков эоцен-олигоценовой фауны в аральской свите исключают их дальний перенос. С востока к месту сбора фауны примыкает двухкилометровый антецедентный участок долины р. Аягуз, ограниченный двумя субмеридиональными разломами. Палеоген-неогеновые осадки в его пределах отсутствуют. Выше по течению верхнемиоценовая — нижнеплиоценовая долина значительно расширяется. Очевидно, поднятие субмеридионального блока, подпрудившего долину, началось в нижнем миоцене. В это время в поднимающейся части долины эоцен-олигоценовые отложения обнажались и размывались, а вымываемые из них костные остатки переносились и концентрировались западнее, в непосредствен-

ной близости от поднятия. Здесь в пролювии нижнего миоцена и расположено Аягузское местонахождение ископаемой фауны. Расстояние переноса костей, как правило, не превышает первых сотен метров. Таким образом, остатки эоцен-олигоценовой фауны переотложены из верхней части песчано-глинистой толщи.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что основная часть описанных отложений образовалась в эоценовое время, а верхи их — вероятно, в раннеолигоценовое.

Нижний — средний миоцен (аральская свита). К этой свите отнесены осадки, горизонтально налегающие на размытую поверхность эоцен-олигоценовой толщи. Узкая полоса их обнажена в эрозионном уступе на правобережье р. Аягуз в 28—29 и 70 км юго-западнее г. Аягуз. Основная часть свиты вскрыта скважинами. Свита состоит из переслаивающихся пестроцветных, светло-зеленых, буроватых, грязно-бурых, светло-шоколадных, желтовато-серых, коричневых и белых глин, песков, линз галечников, конгломератов и песчаников, разделяющихся на 3 пачки. В основании свиты залегает зеленоцветная песчанистая пачка с прослоями глин (5—10 м). Ее перекрывает пачка пестроцветных глин (10—15 м), а сверху лежит пачка переслаивающихся пестроцветных глин и песчаников (15—20 м). Мощность свиты 30—40 м. Цемент литифицированных разностей известковистый. Обломочный материал разноокатан. Пески преимущественно кварцево-полевошпатовые. Генезис свиты, по-видимому, аллювиальный и болотно-озерный.

Наиболее полный разрез нижней части описываемых отложений вскрыт скв. 15 в междуречье Батпак — Улькен-Сарыозек. Верхняя часть разреза изучена по скв. 9, заданной на IV террасе р. Аягуз, в 1,5 км севернее устья р. Батпак. Разрез аральской свиты здесь следующий (снизу вверх):

Зеленоцветная песчанистая пачка с прослоями глин	1. Зеленые глины с обильной примесью песчано-гравийного материала с линзами известняков	0,5 м.
	2. Зеленовато-серые крупно-грубозернистые до гравийных полимиктовые песчаники	1,0 м.
	3. Зеленые глины с пятнами белых, с примесью мелкозернистого полимиктового песка	1,0 м.
	4. Светло-зеленые крупнозернистые до гравийных полимиктовые песчаники с глинистым цементом	2,0 м.
	5. Зеленые глины с обильной примесью хорошо окатанного мелкозернистого полимиктового песка, сверху с прослоем песчаников	1,3 м.
Пачка пестроцветных глин	6. Светло-зеленые тонкопесчанистые глины с включениями грязно-бурых с углефицированными остатками растений и редкими известковистыми конкрециями	9,5 м.
	7. Светло-шоколадные плотные песчанистые глины с пятнами светло-зеленоватых и примесью мелкого гравия	7,1 м.
Пачка переслаивающихся пестроцветных глин и песчаников	8. Светло-зеленые мелкозернистые кварцево-полевошпатовые песчаники с глинистым цементом	1,2 м.
	9. Пестроцветные (розовато-зеленовато-коричневые) песчанистые глины, сверху светло-зеленые с большим количеством гидроокислов железа и марганца	3,6 м.
	10. Серые разнозернистые кварцево-полевошпатовые песчаники с глинистым цементом	1,8 м.
	11. Пестроцветные песчанистые глины, внизу зеленые, плотные, тощие, с пятнами гидроокислов железа и марганца и карбонатными стяжениями (до 1—2 см)	3,0 м.
	12. Грубозернистые песчаники до гравелитов	0,4 м.
	13. Пестроцветные (зеленовато-коричневые) песчанистые глины с прослоем известковистых, с пятнами гидроокислов железа и марганца	5,1 м.
	14. Плохо окатанные галечники с галькой изверженных пород и конгломератов с известковистым цементом	0,4 м.
	15. Пятистые, белесые тощие известковистые песчанистые глины	0,3 м.
	16. Неотсортированный неокатанный песчано-гравийный материал	1,6 м.

Мощность аральской свиты по впадине в устье р. Батпак 30—40 м. Аналогичные разрезы свиты вскрыты скв. 1 и 10/1964; мощность здесь 20—25 м.

Из осадков аральской свиты собраны органические остатки. В глинах и линзе известняков (слой 1, скв. 14) встречены единичные зерна пыльцы. По мнению Р. Б. Байбулатовой, они не позволяют датировать вмещающие осадки, но по наличию пыльцы широколиственных пород (ореховых, ильмовых) можно предположить, что они не древнее миоцена. Остатки микрофауны обнаружены в трех пробах, отобранных по скв. 9 и 10. Из пестрых глин слоя 9 и известковистых глин слоя 15 С. Ф. Меньшиков выделил остракоды *Ilyocypris turgaensis* M a n d., *I. aff. aralensis* M a n d., *Eucypris* sp., *Mediocypris candonaeformis* (S t r a u b.), *Candoniella albicans* (B r a d y), определяющие возраст как первая половина миоцена.

Костные остатки, как отмечалось, приурочены к основанию аральской свиты (зеленоцветная песчанистая пачка с прослоями глин). По заключению А. А. Воробейчика (1958), описавшего первые сборы, «совместное присутствие остатков носорога *Chilotherium schlosseri* и гиппариона дает возможность отнести Аягузское захоронение скорее всего к верхам аральской свиты, т. е. к середине миоцена». В 1957 г. А. А. Розенкранц из песчано-гравийной линзы этого же обрыва собрал остатки позвоночных. Из них Л. И. Алексеева определила черепаху, носорога, мелкую антилопу (?), мелкого грызуна — *Ochotona ex gr. eximia*, *Castoridae* и др. По степени фоссилизации эти костные остатки не моложе плиоцена. Далее Л. И. Алексеева отметила, что небольшая часть костей этого сбора более фоссилизирована и сильнее окатана и, возможно, более древняя, переотложенная. Во второй возрастной группе сборов за 1965—1966 гг. определены остатки оленей семейства *Cervidae*, носорога *Rhoniceros* sp. и обломки трубчатых костей мелких млекопитающих, ближе неопределимых. Фрагментарность и малочисленность материала не дают возможности определенно датировать вмещающие отложения. Однако по степени фоссилизации можно предположить миоцен-плиоценовый возраст костных остатков. Совокупность приведенных органических остатков, а также характерный облик описанной толщи позволяют отнести эти отложения к аральской свите.

Верхний миоцен — нижний плиоцен (павлодарская свита). К павлодарской свите отнесена песчано-глинистая толща, горизонтально перекрывающая размытую поверхность аральской свиты, изученная по скважинам и многочисленным выходам. Отложения довольно монотонны и представлены внизу светло-коричневыми, бурыми, бурокоричневыми песчанистыми глинами с очень редкими карбонатными включениями (15—20 м). Вверху расположены пятнистые и пестрые зеленоватые, бурые, серые, коричневые глины со стяжениями карбонатов (до 2 см), гидроокислов железа и марганца (20 м). Общая мощность свиты 35—40 м.

Низы разреза наиболее полно представлены в скв. 12, пройденной на левобережье р. Орта-Сарыозек. Верхняя часть разреза мощностью 8 м не вскрыта горными выработками и изучена в эрозионном уступе. Разрез здесь следующий (снизу вверх):

Пачка бурых глин	1. Светло-шоколадные песчанистые глины	6,4 м.
	2. Бурые слабопесчанистые глины с очень редкими карбонатными включениями размером до 1 см и налетами гидроокислов марганца	8,9 м.

Пачка пестроцветных глин	3. Пестроцветные, бурые с пятнами серых и зеленовато-серых, жирные песчанистые глины со стяжениями карбонатов (размером до 1 см), с пятнами гидроокислов железа	3,4 м.
	4. Светло-шоколадные слабопесчанистые глины с тонкими (доли сантиметра) прослойками серых, с карбонатными стяжениями (размером до 1—2 см)	8,5 м.
	5. Бурые тощие песчанистые глины	8,0 м.

Общая мощность отложений 35,2 м.

Красноцветы павлодарской свиты в естественных обнажениях и скважинах прослежены вверх и вниз от устья р. Батпак по течению р. Аягуз. В скв. 1/1964 они представлены красно-бурыми очень плотными вязкими глинами. Мощность свиты здесь меньше — до 25,5 м.

Свита охарактеризована микрофаунистическими остатками. Из керна скважин, пройденных вблизи устья р. Батпак, С. Ф. Меньшиков выделил комплекс остракод, типичных для периода с верхнего миоцена до нижнего плиоцена, представленных *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. lacustris* Kaufm., *I. evidens* Mand., *I. manasensis* Mand., *I. decipiens* Masl., *I. biplicata* Koch., *Potamocypris longisetosa* Bronn., *P. variegata* (Brady et Norm.), *P. aff. wolffi* Kaufm., *Cypridopsis* sp., *Limnocythere tschokrakensis* Suz., *Limnocythere kuschnrai* Gr., *L. cf. manjtschensis* Neg., *L. cf. alveolata* Suz., *L. aff. mongolica* Dad., *Cassinia* sp., *Candona candida* O. Müll., *Candoniella elongata* Schen., *C. albicans* (Brady), *Cyprinotus* sp., *Advenocypris* sp., *Stenocypris* sp., *Eucypris* aff. *inflata* Sars.

Красноцветные глины литологически близки к павлодарской свите, широко распространенной в Тарбагатае, предгорьях Алтая, Чингизе, Павлодарском Прииртышье. Это сходство и остатки фауны позволили отнести описанные отложения к павлодарской свите.

Отложения павлодарской свиты литологически очень сходны с верхней частью эоцен-олигоценовых отложений. Неогеновые осадки отличаются большим количеством марганцовистых, железистых и особенно карбонатных включений.

Средний — верхний плиоцен (илийская свита). К илийской свите отнесена глинистая пачка, перекрывающая павлодарские отложения во впадинах и палеозойские отложения на обширных выровненных водораздельных пространствах. Эти отложения изучены скважинами и в многочисленных эрозионных уступах. Они сложены красно-бурими, бурими, светло-желтыми глинами с включениями щебня. Мощность свиты до 10 м. Глины песчанистые, известковистые. Щебень, как правило, местных пород.

Во впадине на правобережье р. Орта-Сарыозек скв. 11 вскрыла следующий разрез (снизу вверх):

1. Светло-желтые песчанистые глины с включением щебня подстилающих верхнепалеозойских пород размером до 3 см 1,1 м.
2. Бурые слабопесчанистые глины, внизу известковистые, с карбонатными включениями (до 1—1,5 см) и пятнами гидроокислов железа и марганца 1,3 м.
3. Красно-бурые плотные жирные глины с включениями карбонатов (до 1—3 мм) и пятнами гидроокислов марганца 6,0 м.

Мощность свиты по разрезу 8,4 м. Юго-западнее на водораздельных поверхностях свита сложена аналогичными красно-бурими песчанистыми глинами, имеющими мощность 1,6 м.

Описанные отложения во впадинах без видимого несогласия перекрывают фаунистически охарактеризованную павлодарскую свиту. По положению в разрезе они отнесены к илийской свите.

Верхний плиоцен (хоргосская свита). К хоргосской свите отнесена песчано-галечная толща, венчающая разрез плиоцена, широко рас-

пространенная на водоразделах, особенно в междуречье Аягуз — Ай-гыз. Пролувиальные осадки свиты залегают горизонтально на илийских отложениях, породах мезозоя и палеозоя. Разрез сложен галечниками с различно окатанной галькой размером от 1 до 15 см, с линзами и прослоями щебней, песков, песчаников и пелитоморфных известняков. Цвет породы желтовато-серый, палевый, красноватый. Пески кварц-полевошпатовые и полимиктовые. Крупные обломки состоят в основном из изверженных пород Предчингизья. Наиболее полный разрез отложений свиты вскрыт скв. 11/1964. Здесь чередуются (снизу вверх):

1. Разнозернистые преимущественно грубозернистые слабо отсортированные кварцево-полевошпатовые песчаники (кварц — до 40%) с карбонатным поровым цементом и включениями гальки размером 1—2 см 0,8 м.
2. Валунно-галечники с хорошо и средне окатанной галькой размером 3—5 см и валунами размером до 15 см 0,4 м.
3. Палевые плотные пелитоморфные известняки 0,5 м.
4. Светло-бурые крупнозернистые глинистые пески с мелкими включениями и прослойками глин, с отдельными гальками размером от 0,5 до 1 см 0,5 м.
5. Хорошо и средне окатанные галечники с галькой размером до 10—15 см;верху —средне и слабо окатанные с галькой размером от 1 до 5—8 см; слабо сцементированные карбонатно-глинисто-песчаным цементом 7,0 м.
6. Светлые желтовато-серые загипсованные щебнистые суглинки с примесью неотсортированного песка; щебенка с округленными углами размером 5—7 см, реже 1—2 см 1,0 м.

Мощность по разрезу 10,2 м. Общая мощность свиты 10—15 м. Восточнее и северо-восточнее разрезы аналогичные, но мощности меньше (до 4—6 м).

В хоргосской свите органические остатки не встречены. Водораздельные галечники вблизи устья р. Батпак во впадине перекрывают отложения илийской свиты. В них врезана V надпойменная терраса р. Аягуз с характерными конгломератами верхнеобийского облика. По геоморфологическому положению, цвету и литологии описанные осадки хорошо сопоставляются с хоргосской свитой северо-восточной части Джунгарского Алатау (Диденко-Кислицина, 1965) и Илийской впадины (Тимуш, 1965). Эти особенности позволяют отнести рассмотренные отложения к хоргосской свите верхнего плиоцена.

А. П. САВИНОВА, Н. Н. КОСТЕНКО, К. А. ЛЯДЖИНА,
М. Я. МАРТЫНОВА, В. П. НИЖЕГОРДОВА

МИОЦЕН ВОСТОЧНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

В Восточных Кызылкумах, от гор Карактау до ст. Чиили, на морском палеогене залегает красноцветная толща, ранее стратиграфически нерасчлененная, считавшаяся олигоцен-миоценовой. В керне буровых скважин (рис. 1) в последние годы выявлена различная фауна*, позволившая разделить эту толщу и установить палеогеографическую обстановку ее накопления. Красноцветные отложения налегают на различные горизонты морских зеленоцветных осадков верхнего эоцена, в которых М. Я. Мартынова по фораминиферам выделила четыре зоны. Их выделение в монотонной по окраске, литологии и текстурно-однородной толще верхнего эоцена позволило установить величину денудационного среза и амплитуду тектонических перемещений в олигоцене. Фауна из красноцветной толщи дала возможность разделить миоценовые отложения на три части.

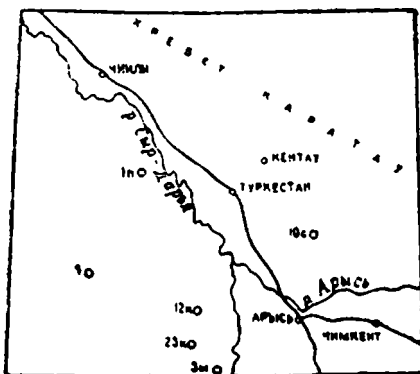


Рис. 1. Обзорная карта Восточных Кызылкумов.

Нижний миоцен. В районе ст. Чиили (скв. 1п, рис. 2) в интервале 318—295 м на зеленых верхнеэоценовых глинах лежит пестроцветная пачка мощностью 23 м, представленная переслаивающимися кирпично-красными карбонатными глинами и разнозернистыми песчаниками. В ее основании (глубина 315,5 м) содержатся переотложенные минерализованные позднеэоценовые фораминиферы. Выше (глубина 304—295 м) в этой пачке встречен комплекс раннемиоценовых остракод, состоящий в основном из морских форм — *Cytheridea mülleri* (M ü n s t e r), *Leptocythere* sp. — и единичных экземпляров солоноватоводных крупных остракод с толстостенной раковиной — *Eucypris validus* Gr., *E. excistus* Gr., *E. aggeratus* Gr.; присутствуют фораминиферы, характерные для раннего миоцена, — *Nonion granosus* (O r b.), *Discorbis* sp., *D. aff. tschokrakensis* B o g d., *Quinqueloculina* sp.

* Моллюски определяла К. А. Ляджина, фораминиферы — М. Я. Мартынова, остракоды — А. П. Савинова (за исключением особо оговоренных случаев).

Средний миоцен. В районе ст. Чиили (скв. 1п) среднемиоценовые отложения вскрыты в интервале 295—258 м. Они представлены карбонатными песчанистыми кирпично-красными глинами с редкими прослоями серых глин и слабо сцементированных полимиктовых песчаников мощностью до 37 м. Здесь обнаружен очень богатый и своеобразный среднемиоценовый комплекс остракод, в котором преобладают солоноватоводные крупные формы с толстостенной раковиной — *Eucypris validus* Gr., *E. firmis* Gr., *E. aggeratus* Gr., *E. excistus* Gr., *Limnocythere kushnari* Gr., *L. ex gr. aligra* Mand. и др., много пресноводных — *Ilyocypris biplicata* Koch., *I. cornae* Mand., *I. turgaensis* Mand., *Candona* aff. *convexa* Liv. и др., в небольшом количестве присутствует *Cytheridea mülleri* (Münster), но отсутствуют *Leptocythere* spp. Из раннемиоценового комплекса в средний перешло 4 вида и появилось новых 14 видов.

Юго-восточнее, в Арысской впадине, скв. 10с в интервале 665—265 м пересекла однообразную толщу (мощностью до 400 м) песчанистых, карбонатных светло-коричневых глин и подчиненных алевроитов, залегающую без видимого несогласия на фаунистически охарактеризованных красновато-коричневых карбонатных глинах. В этой толще определены среднемиоценовые остракоды — *Mediocypris candonaeformis* Straub., *Limnocythere ex gr. aligra* Mand., *Ilyocypris* aff. *turgaensis* Mand. Род *Mediocypris* Г. Ф. Шнейдер (1966) считает руководящим для среднемиоценовых отложений. Она пишет: «Примером широкого географического распространения остракод в пресноводных осадках являющихся представителями рода *Mediocypris*, встреченные в среднемиоценовых солоноватоводных отложениях отдельных районов юга СССР, ГДР, ФРГ, Чехословакии и Китая». *Limnocythere ex gr. aligra* Mand. присутствует в среднемиоценовых осадках Чиилийского района (скв. 1п).

Для района гор Карактау палеонтологический материал (скв. 3 м) не позволяет разделить средний миоцен от верхнего. Эти осадки в интервале 600—480 м представлены светло- и красновато-коричневыми глинами с прослойками светло-серых и гнездами гипса. В них А. А. Бухарина установила остракоды: *Eucypris firmis* Gr., *E. medius* Gr., *E. aff. excistus* Gr., *Candoniella* aff. *marcida* Mand., *C. albicans* (Brady), *Ilyocypris* aff. *gibba* (Ramd.), *Limnocythere kushnari* Gr. Красноцветные глины с подобным комплексом остракод широко развиты на различных участках Центральных Кызылкумов, где они считаются средне-верхнемиоценовыми (Пятков, Пяновская и др., 1967).

Верхний миоцен. В районе ст. Чиили (скв. 1п, интервал 258—222 м) на средний миоцен согласно налегают осадки, охарактеризованные позднемиоценовым комплексом остракод. Они представлены чередующимися коричневатокрасными песчанистыми карбонатными глинами и светло-серыми разномиктовыми полимиктовыми глинистыми песками с прослойками желто-серых глин и включениями гравия; преобладают пресноводные виды — *Ilyocypris evidens* Mand., *I. turgaensis* Mand., резко сокращено количество солоноватоводных видов — *Eucypris firmis* Gr., *E. aggeratus* Gr., *E. excistus* Gr. и др., совершенно отсутствуют морские *Cytheridea mülleri* (Münster) и *Leptocythere* spp. Количественно и качественно этот комплекс сильно обеднен. В нем присутствуют 12 видов, из которых три переходят из раннего и среднего миоцена, четыре — из среднего, а четыре появляются только в этом комплексе.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы. В описываемом районе отсутствуют осадки олигоцена. Красноцветные

отложения миоцена ложатся на стратиграфически различные горизонты зеленоцветного верхнего эоцена. Отсюда следует, что в олигоценую эпоху имели место тектонические движения и значительный размыв, предшествовавший накоплению миоценовых осадков. В раннем миоцене на юге территории продолжалось поднятие гор Карактау и общее неравномерное погружение, обусловившее трансгрессию моря, достигшего на севере района ст. Чиили. Условия обитания приведенной фауны заставляют полагать, что глубины раннемиоценового моря не превышали 15—20 м, а в районе гор Карактау, возможно, были меньше. Известные отсюда моллюски являются обитателями прибрежной литоральной зоны. Однако соленость воды в этом районе была нормальной морской, в то время как в районе ст. Чиили она, возможно, была несколько пониженной.

По-видимому, в конце раннего миоцена море покинуло рассматриваемую территорию. На его месте расположился крупный, вначале солоноватоводный, а затем все более и более опреснявшийся водоем, в котором уже не обитали остракоды рода *Leptocythere*, представители которого (Гофман, 1966) не выдерживают опреснения ниже 11‰. Опреснение среднемиоценового водоема шло постепенно. Вероятно, временами еще осуществлялась связь с открытым морем, так как в комплексе остракод был встречен один вид типично морского обитателя *Cytheridea mülleri* (M ü n s t e r). Присутствуют солоноватоводные формы остракод. В позднем миоцене произошло дальнейшее опреснение водоема и его связь с открытым морем была прервана. В осадках этого времени содержатся в основном пресноводные остракоды; солоноватоводные встречаются в небольших количествах; морских моллюсков и фораминифер не обнаружено, что и заставляет отрицать связь позднемиоценового водоема с открытым морем.

ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ ДРЕВНЕЙ ДОЛИНЫ р. АЯГУЗ

В долине р. Аягуз, в 30 км от города, вниз по течению, бурением и эрозией вскрыт разрез кайнозойских континентальных отложений. В основании их лежат галечники и гравийники. На р. Курайлы (правый приток р. Аягуз) они в виде валунно-галечников выходят на дневную поверхность и содержат пыльцу *Tsuga*. Мощность их по скважинам достигает 17 м. На галечники налегает пачка переслаивающихся зеленоватых и пестроцветных глин с прослоями и линзами песков и гравелитов. Глины иногда обогащены песками и щебнем. Мощность толщи 30—35 м. Верхние пачки содержат остатки эоценовых животных, определенных М. Д. Бирюковым, и миоценовых, определенных А. А. Воробейчиком (1958), остракод среднего миоцена, определенных автором.

Эта толща перекрыта красно-бурыми глинами павлодарского горизонта с микрофауной остракод, определенных автором, и остатками гиппарионовой фауны позвоночных, найденных выше по течению р. Аягуз Ю. А. Твердисловым. Нижнюю часть пестроцветной толщи, не содержащую определенных органических остатков, некоторые геологи относят к эоцену.

Все эти осадки выполняют древнюю погребенную долину. Бурением в последние годы вскрыта сеть аналогично построенных древних долин в бассейне современной р. Аягуз. Многие современные речки бассейна р. Аягуз — Баканас, Даганделы, Сарыозек, Курайлы и др. — унаследовали значительную часть древних долин. Областью аккумуляции древней речной системы служил район восточного окончания современного оз. Балхаш, где в горах Аркалык обнаружены зеленые глины с прослоями белых. Они охарактеризованы богатым олигоценовым спорово-пыльцевым комплексом, определенным Р. Б. Байбулатовой.

В северо-западной части Предчингизья (в верховьях древнего бассейна) сохранились остатки эоценовых отложений, представленные сливными кварцевыми песчаниками (Севрюгин и др., 1965). Они залегают на поверхности древнего пенеплена, в который врезаны древние долины. Как известно из работ З. А. Сваричевской, С. С. Шульца и др., оживление тектогенеза на Центрально-Казахстанском щите, к которому принадлежит описываемый район, в кайнозой относится к олигоцену.

Из всего изложенного ясно, что возраст древних долин не может быть древнее олигоцена. Следовательно, и возраст отложений, их заполняющих, моложе эоцена. Упомянутые ранее галечники, лежащие в основании пестроцветной толщи, имеют олигоценовый возраст. Это подтверждается находкой пыльцы *Tsuga* в галечниках на р. Курайлы. Возраст всей пестроцветной толщи можно определить только миоценовым, тем более, что верхняя часть ее содержит среднемиоценовую микрофауну и фауну позвоночных. Остатки эоценовых животных, найденные вместе с миоценовыми в 30 км юго-западнее г. Аягуз, по-видимому, были снесены с поверхности пенеплена в миоценовое время, что подтверждается их залеганием в пролювиально-делювиальном материале вблизи борта древней долины.

Магматизм и послемагматическая деятельность

УДК 551.72(574.5)

С. Г. ТОКМАЧЕВА, Л. М. ПАЛЕЦ

НЕКОТОРЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА ДОКЕМБРИЙСКОГО ВОЗРАСТА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ЧУ-БАЛХАШСКОГО ПОЯСА

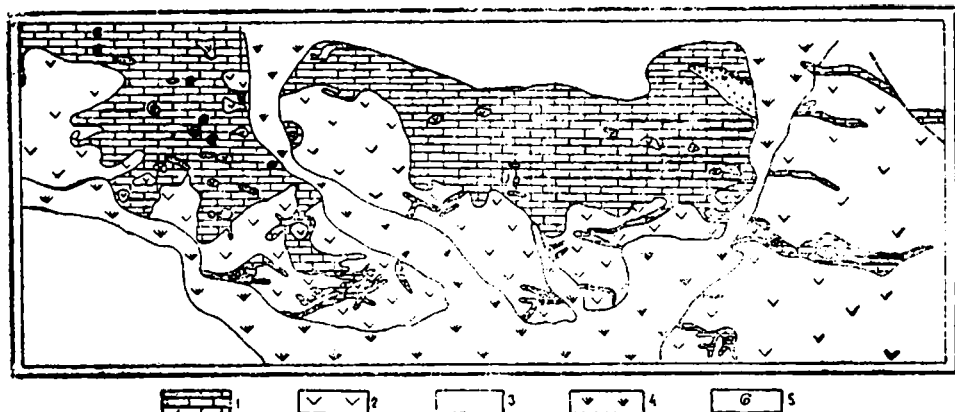
Интрузии ультраосновных пород в Чу-Илийских горах и Бетпак-Дале, известные еще по работам Д. И. Яковлева, впоследствии посещали М. П. Русаков, М. М. Юдичев, И. И. Бок. Эти исследователи пришли к выводу о докембрийском возрасте пород. Детальным изучением геологического строения и петрографии ультрабазитов занимались И. Ф. Трусова (1948) и Н. П. Михайлов (1955). Взгляды последнего на геологическую позицию и доверхнеордовикский возраст интрузии поддерживают ряд геологов до настоящего времени. Однако у авторов статьи, в течение ряда лет проводивших съемочно-редакционные работы на Джамбулском, Андасайских, Байгаринском и Каратальском массивах, имеются фактические данные, подтверждающие правильность представлений исследователей, считавших возраст интрузий докембрийским.

Гипербазитовые интрузии образуют протяженный Чу-Балхашский пояс, приуроченный к глубинным разломам Джалаир-Найманского геосинклинального прогиба. Наиболее древними образованиями этого прогиба являются осадочно-вулканогенная ащисуйская и преимущественно терригенная алмалинская свиты рифея (Маркова, 1958, 1961; Недовизин, 1963). Большинство геологов, работавших в регионе, устанавливают пространственную и временную связь основных и ультраосновных интрузий Чу-Балхашского гипербазитового пояса именно с отложениями ащисуйской свиты. В случаях, когда интрузии встречаются в полях развития других пород (каратальской свиты арег-нига — лланвирна, коктаасской свиты силура — девона), они соприкасаются с ними по тектоническим нарушениям. В связи с этим одним из важнейших доказательств возраста гипербазитов является возраст толщ, вмещающих интрузии. Так как одни исследователи считают ащисуйскую свиту рифейской, другие — средне-верхнекембрийской, а третьи — даже нижнеордовикской, то соответственно возраст ультраосновных интрузий признается ими докембрийским или ордовикским (докарадокским).

Представления о предкарадокском возрасте интрузий опровергаются наблюдениями в районе сухого русла Тарланат, где четко устанавливается налегание фаунистически документированных среднеордовикских отложений на размытую поверхность пород ащисуйской свиты. В гальке базальных конгломератов среднего ордовика содер-

жаты все породы ащисуйской свиты и обломки серпентинитов, серпентинизированных ультраосновных пород, габброидов.

Несоhlasные взаимоотношения нижнеордовикских отложений с небольшой интрузией ультраосновных пород можно видеть в 5—6 км западнее русла Андассай, где к юго-западу от горы Байгара вблизи сухого озера Касым (в 2 км от него по дороге к горе Байгара) наблюдается трансгрессивное налегание аренигских отложений на породы Байгаринского массива и вмещающие его отложения. Здесь на размытую поверхность андезитовых и базальтовых порфиритов, сургучных яшм и песчаников (ащисуйской свиты), рассеянных многочисленными трещинами, ложатся розовато-серые известняки (см. рис.). Они



Характер стратиграфического контакта ащисуйской свиты и известняков с фауной нижнего ордовика. 1 — известняки; 2 — базальтовые порфириты и спилиты; 3 — песчаники; 4 — современные отложения; 5 — фауна.

проникают по глубоким трещинам в подстилающую свиту, часто содержат остатки брахиопод и трилобитов. В материале, выполняющем трещины, можно видеть полосчатость, параллельную стенкам, ограничивающим трещины. В свою очередь, базальные слои известняков переполнены мелкими угловатыми обломками песчаников, порфиритов, амфиболитизированных габбро. Несколько выше контакта среди известняков встречаются более крупные обломки нижележащих пород. В известняках нами обнаружена фауна брахиопод и трилобитов аренигского яруса — *Nanortis* sp., *Tritoechia kentyktasica* R u k., *Macropyge* sp., *Agnostus* sp., *Iliaenus* sp., *Pliomeroops* sp., *Kaiseraspis* sp. (определения Т. Б. Рукавишниковой, М. К. Аполлонова). Таким образом, эти взаимоотношения исключают принадлежность ащисуйской свиты, а следовательно, и ультраосновных пород к нижнему ордовика.

Взаимоотношения между габброидами Байгаринского массива, входящего в Чу-Балхашский пояс ультрабазитовых пород, и отложения джамбулской свиты, наблюдаемые в 13 км к югу от горы Байгара по дороге на оз. Караколь, исключают также и кембрийский возраст ультраосновных интрузий. Здесь базальные конгломераты джамбулской свиты, обнажающиеся на склоне крутой сопки, сложенной габброидами, содержат в гальке наряду с измененными миндалекаменными базальтовыми и андезитовыми порфиритами, алевролитами и катаклазированными диоритами и гранито-гнейсами роговообманковые габбро и серпентинизированные перидотиты. Возраст же джамбулской свиты определяется налеганием на нее (северо-западная часть гор Джамбул) углисто-кремнистых пород, содержащих акритархи низов нижнего кембрия (Недовизин, 1963).

Таким образом, в настоящее время можно считать установленным, что, во-первых, ультрабазитовые интрузии пространственно приурочены к полям распространения эффузивно-осадочных образований ацисуйской свиты; во-вторых, интрузивные массивы и вмещающие их породы стратиграфически перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего ордовика (аренига) и образованиями джамбулской свиты, залегающими ниже углисто-кремнистой толщи, содержащей акритархи нижнего кембрия.

Б. А. САЛИН, Э. С. КИЧМАН

О ВОЗРАСТЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД ЧУ-БАЛХАШСКОГО ПОЯСА И ИХ МЕСТЕ В ОБЩЕЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РАЙОНА

Ультраосновные породы и тесно связанные с ними габбро, диориты и плагиограниты широко развиты в Чу-Балхашском районе в сравнительно узкой и вытянутой в северо-западном направлении зоне, называемой Чу-Балхашским ультрабазитовым поясом. Несмотря на многочисленные, в том числе специальные тематические исследования, возраст ультраосновных пород этого пояса до сих пор однозначно не установлен. Д. И. Яковлев, И. И. Бок (1945), Р. А. Борукаев, Г. Ф. Ляпичев (1956) и А. А. Богданов считают их докембрийскими. Н. Г. Маркова (1961) относит их к верхнему кембрию, а И. Ф. Трусова (1948) и Н. П. Михайлов (1955), давшие наиболее полные сводки по геологии ультраосновных пород этого района, считают их предкарадокскими.

Геологическое строение района. В центральной части Чу-Илийских гор (от гор Джамбул на северо-западе до ст. Анрахай на юго-востоке), исследованной авторами, наиболее древними породами являются зеленоцветные эффузивно-осадочные отложения верхнего кембрия, расчлененные на три свиты, последовательно сменяющие друг друга в едином разрезе без следов размывов или угловых несогласий. Сулусайскую свиту, наиболее древнюю в описываемом районе, образуют зеленоцветные, реже красно-бурые глинистые, кремнисто-глинистые, хлоритовые и другие сланцы, вулканомиктовые разнотекстурированные песчаники, конгломераты, туфопесчаники, туфы порфиритов, андезитовые и диабазовые порфириты, яшмы, яшмовидные кремнистые сланцы, линзы известняков. Мощность около 400 м. Вышележащая, шире всего распространенная джамбульская свита сложена очень однообразными, преимущественно неслоистыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и глинистыми сланцами, а также редкими маломощными прослоями гравийных и мелкогалечных конгломератов, яшм, яшмовидных кремнистых сланцев. Мощность свиты примерно 900 м. Завершает разрез ацисуйская свита мощностью более 500 м, состоящая преимущественно из диабазовых порфиритов и спилитов, линз яшм, кремнистых известняков и маломощных пачек туфов и туфоконгломератов. Свита ограниченно развита и выявлена только в ядерных частях линейных синклиналей, образуя серии вытянутых прерывистых цепочек, равномерно рассредоточенных среди крупных полей,

сложенных нижележащей джамбулской свитой. Кембрийский комплекс с резким угловым несогласием перекрыт ордовикскими отложениями. В Чу-Илийских горах обособляются три фациальные зоны. В северо-восточной выделяется почти непрерывный разрез от верхов нижнего до верхнего ордовика включительно (Келлер, 1956). Все свиты здесь сложены осадочными породами, за исключением нижней (акжальской) свиты, в которой присутствуют андезитовые порфириты и их туфы. Общая мощность ордовика составляет 2300—2500 м. В центральной зоне развита лишь терригенная толща карадока, не считая небольшого участка в горах Джамбул, сложенного известняками и эффузивами акжальской свиты верхнего аренига. Общая мощность изменяется от 1500—2000 до 3000—3500 м.

В третьей зоне, расположенной северо-западнее гор Джамбул, в отложениях ордовика общей мощностью 5500—6000 м резко преобладают терригенные породы при подчиненной роли вулканитов в низах разреза. Здесь отмечены перерывы и несогласия внутри среднего и верхнего ордовика. В центральной и северо-восточной зонах ордовик без видимых структурных несогласий сменяется осадочными образованиями силура. Наложенные структуры ордовика формировались на глубоко эродированном жестком фундаменте, и их образование контролировалось глыбовыми перемещениями по разломам северо-западного простирания. Такие взаимоотношения структур кембрия и ордовика наблюдаются во всех зонах независимо от полноты разрезов ордовика.

Закономерности размещения ультраосновных пород и их возраст. Ультраосновные породы образуют преимущественно небольшие вытянутые линзообразные тела, согласные с простиранием вмещающей толщи. Они сложены серпентинитами, образовавшимися, судя по реликтам минералов, за счет перидотитов, реже лерцолитов, верлитов и т. д. С серпентинитами тесно ассоциируют пироксениты и габбро. Породы связаны между собой постепенными переходами. Количественные соотношения различных пород в массивах широко варьируют. Также резко изменяются и размеры тел (от десятков квадратных метров до нескольких десятков квадратных километров). Диориты, кварцевые диориты и плагиограниты, входящие в состав комплекса, образуют небольшие пространственно разобщенные с ультрабазитами тела, встречающиеся значительно реже.

Все массивы ультраосновных пород локализованы исключительно среди отложений ащисуйской свиты. Они концентрируются преимущественно в ее низах или вдоль контакта с подстилающими песчаниками джамбулской свиты. В плане отдельные тела ультраосновных пород или серии их нередко повторяют изгибы складок ащисуйской свиты. Так как отложения последней образуют узкие и протяженные линейные складки, то приуроченные к ним тела ультраосновных пород прослеживаются в виде линейных цепочек. Первичная полосчатость, нередко наблюдаемая в интрузивных телах, строго подчеркивает согласие их контактов по отношению к вмещающим породам. Это рельефно выступает в замках синклинальных складок, где также выклиниваются тела ультраосновных пород. Все эти факты свидетельствуют о доскладчатом образовании интрузивных пород.

Тела ультраосновных пород установлены не на всех участках ащисуйской свиты, но совместно с последней они более или менее равномерно рассредоточены по всей площади развития верхнекембрийских отложений, образуя кулисообразно расположенные цепочки различного размера. В нашем районе ни в одном случае не установлена первичная локализация ультраосновных пород в джамбулской свите,

т. е. среди пород, непосредственно подстилающих отложения ащисуйской. Исключение составляют отдельные узкие тектонические блоки ультраосновных пород, зажатые среди песчаников джамбулской свиты. Однако вследствие нарушения первичных контактов и первичных условий залегания такие блоки не могут исключить отмеченную закономерность, тем более, что совместно с ультрабазами в блоках нередко присутствуют спилиты и диабазы ащисуйской свиты. О закономерной приуроченности тел ультраосновных пород исключительно к верхнему стратиграфическому комплексу (эффузивному) и об отсутствии их среди нижележащих осадочных пород еще в 1948 г. писала И. Ф. Трусова, хотя в дальнейшем эти наблюдения не нашли должного освещения и развития.

Особенности размещения ультраосновных пород подтверждаются магнитометрическими наблюдениями. Магнитные аномалии, иногда достаточно интенсивные, пространственно совпадают с телами ультраосновных пород. У границ последних аномалии резко уменьшаются интенсивность и не распространяются за пределы тел ультраосновных пород, обнажающихся на поверхности, и тем более за пределы полей развития пород ащисуйской свиты. Какие-либо признаки продолжения тел ультраосновных пород в подстилающую ащисуйскую свиту отсутствуют. Диориты и плагиограниты также подчинены этой закономерности, и их тела размещаются среди эффузивов ащисуйской свиты. Однако у них не так четко проявлены признаки доскладчатого внедрения.

Изложенный материал позволяет рассматривать спилиты и диабазы ащисуйской свиты, а также ультрабазиты, диориты и плагиограниты как единую серию, в которой интрузивные и эффузивные породы связаны не только пространственно, но и по времени формирования. Следовательно, интрузивные породы необходимо считать верхнекембрийскими. Предположение о более молодом или ордовикском возрасте должно быть исключено. Это вытекает из того, что совокупность эффузивных и интрузивных пород прослеживается во всех зонах Чу-Илийских гор независимо от изменений состава и полноты разрезов ордовикских отложений, а также из того, что ультраосновные породы являются доскладчатыми, тогда как отложения ордовика залегают с резким несогласием на глубоко эродированных породах кембрия.

Положение ультраосновного комплекса в истории геологического развития. Большинство исследователей, независимо от взглядов на возраст ультраосновных пород, связывают их появление с начальными этапами развития геосинклинали — периодом ее максимального прогибания. Состав верхнекембрийских отложений Чу-Илийских гор свидетельствует о их принадлежности к типичным образованиям внутренних зон геосинклинальных областей, характеризующихся накоплением мощных эффузивно-осадочных толщ при преобладании основных вулканитов. Соотношение этого комплекса с более древними образованиями не установлено и остается неясным положение его относительно «комплекса основания» геосинклинальной серии (по М. В. Муратову). В сопредельных районах Киргизского Алатау, Каратау и других гор ниже отложений среднего кембрия устанавливаются мощные осадочные и вулканогенно-осадочные толщи пород нижнего кембрия и верхнего докембрия. Однако говорить об общности геологических историй этих районов с нашим нельзя. Независимо от положения кембрийских отложений относительно низов геосинклинальной серии осадков и относительно «комплекса основания» спилиты и диабазы ащисуйской свиты образуют незначительную по мощности и

самую верхнюю часть кембрийского структурного этажа, отделенного от вышележащих толщ резко выраженным несогласием. Таким образом, формирование эффузивного и интрузивного комплексов необходимо связывать с крупными тектоническими движениями, завершающими начальный этап развития геосинклинали. Эти же движения обусловили начало общей структурной перестройки, в результате которой единая геосинклинальная система была расчленена на ряд зон, имевших в ордовике различные режимы седиментации.

Р. П. ТОПОРОВА, А. П. КОРОБКИН, И. Ж. МУХАМЕДГАЛИЕВА

О НИЖНЕОРДОВИКСКОМ ВОЗРАСТЕ УЛЬТРАОСНОВНОГО КОМПЛЕКСА ЧУ-БАЛХАШСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО ПОЯСА

Возраст ультраосновных интрузий Чу-Балхашского пояса является спорным. Некоторые считают их нижнепалеозойскими, другие относят к докембрию (риффею). При этом исследователи, как правило, увязывают возраст ультраосновного комплекса со временем образования спилито-диабазовой толщи. Поэтому вопрос о его возрасте зачастую сводится к определению возрастного положения спилито-диабазовой толщи.

Материалы, полученные при изучении Каратальского, Байгаринского и Андассайского массивов, входящих в Чу-Балхашский гипербазитовый пояс, дополняют сведения о их возрасте и полосы гипербазитовых интрузий в целом. Эти массивы залегают среди спилито-диабазовой толщи, возраст которой определяется достаточно точно. В 14 км юго-юго-западнее родника Байгара, в хорошо врезанном сае, непосредственно в коренном обнажении, видно налегание спилито-диабазовой толщи через конгломераты, переходящие в туфоконгломераты, на песчаники джамбулской свиты, возраст которой одними авторами считается нижнекембрийским, другими — средне-верхнекембрийским, но, несомненно, является кембрийским. В свою очередь, спилито-диабазовая толща перекрыта каратальской свитой верхов аренига — лланвирна, в основании которой залегают конгломераты с галькой пород спилито-диабазовой толщи.

Таким образом, стратиграфическое положение спилито-диабазовой толщи определяется довольно узким интервалом: верхний кембрий — нижний ордовик. Толща охарактеризована фаунистически. Фауна собрана на двух участках: в узком тектоническом блоке в 11 км южнее горы Байгара и в 16 км юго-западнее ее. В последней точке в известняках собраны более полные и лучшей сохранности остатки *Nanorthis* sp., *Kaiseraspis* sp., *K. kurdaicus* L i s. sp. nov. in coll., *Macropyge* sp. По заключению Т. Б. Рукавишниковой и К. А. Лисогор, эта фауна характерна для аренигского века. Фауна уточняет нижнеордовикский возраст спилито-диабазовой толщи, хотя и не исключено, что свита начала формироваться в верхнем кембрии. Если считать, что ультраосновной комплекс генетически связан со спилито-диабазовой формацией, то возраст этих интрузий будет нижнеордовикским.

Однако можно предположить еще более молодой возраст ультраосновного комплекса. Севернее основной полосы ультраосновных интрузий, среди флишовой толщи верхов аренига — лланвирна (кара-

тальская свита), обнаружено несколько мелких интрузий серпентинитов. Один из массивов (наиболее крупный) располагается в 15 км юго-юго-восточнее родника Байгара в районе оз. Сухое. Этот массив хорошо обнажен и можно видеть непосредственный контакт интрузивных пород с песчаниками и алевролитами при полном отсутствии признаков дробления. Причудливая форма массива, наличие жил лиственитов в алевролитопесчаниковой толще исключают тектонический контакт серпентинитов с образованиями верхов аренига — лланвирна. Верхняя возрастная граница этих ультраосновных интрузий хорошо определяется на обнажении, расположенном в 15 км юго-восточнее родника Байгара, у дороги на гору Джамбул. Здесь базальные конгломераты ландейло хотя и контактируют по тектоническому нарушению с интрузией серпентинитов, тем не менее содержат в большом количестве гальку габбро, серпентинитов, тремолит-актинолитовых пород, порфиринов. Таким образом, четко определяется лланвирнский возраст этих серпентинитов, отвечающий предландейльской фазе складчатости, которая в районе создала значительные угловые несогласия между каратальской свитой и отложениями ландейло. Если эти интрузии серпентинитов одновозрастны с другими массивами ультраосновного комплекса, то возраст комплекса будет лланвирнским. Однако не исключена возможность существования разновозрастных интрузий.

Интрузии серпентинитов, прорывающие каратальскую свиту, отличаются от других интрузий ультраосновного пояса составом и вторичными изменениями. Серпентиниты, как правило, возникли за счет перидотитов типа гарцбургитов, интенсивно лиственитизированы и местами переходят в почти чистые карбонатные образования, в которых сохраняется заметное количество хромшпинелидов. Нередки шпиль хромитов, достигающие 2 м в поперечнике. Интрузии этого типа соответствуют формации гипербазитов по Ю. А. Кузнецову (1964).

Большая часть интрузий Чу-Балхашского гипербазитового пояса, вероятнее всего, действительно генетически связана со спилито-диабазовой толщей, имеет нижнеордовикский возраст и соответствует габбро-пироксенит-дунитовой формации (Кузнецов, 1964). Наличие интрузий разных формаций, в том числе гипербазитовой формации, которые могут быть разновозрастными, легко объясняет противоречия, возникающие при их изучении.

С. Я. ШУВАЛОВ

ЭЙФЕЛЬСКИЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ И СУБИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БЕТПАК-ДАЛЫ

Вулканогенные образования в юго-восточной части Бетпак-Далы развиты широко, особенно на Чуйском геоантиклинальном поднятии, где их выходы слагают около 30 % площади. Они представлены в основном ниже-среднедевонской порфировой формацией. Особое место среди девонских пород занимают эйфельские субвулканические образования, сыгравшие значительную роль в металлогенической специализации района. Они пересекают флористически охарактеризованную толщу нижнего девона — эйфеля, а в верхних частях эйфельских отложений встречаются в гальке; базальные конгломераты живета состоят в основном (до 90 %) из гальки этих пород.

Эйфельские субвулканические гипабиссальные лакколито- и гарполитообразные залежи имеют иногда площадь выходов более 150 км². Контакты тел в плане извилистые, как правило, эруптивные; они секут складчатые структуры. Падают не круче 20—30°. Наблюдаются падения контактов как от интрузива, так и под него. В отдельных случаях отмечаются и более крутые падения контактов. Так, горными выработками, пройденными в районе родника Шенгельды, вскрыты субвертикальные контакты. В экзо- и эндоконтактных ореолах постоянно наблюдаются осветление и каолинизация, которые возникли при изменении в зоне гипергенеза минеральных новообразований (серицит, калишпаты и др.), связанных с послемагматической деятельностью субвулканов. При пересечениях таких контактов вкрест простираются они часто принимаются за тектонические. Вблизи краевых частей массивов нередко встречаются останцы кровли, причем мощность их невелика и обычно не превышает 10—15 м.

Для субвулканических образований характерна четко выраженная вертикальная плитчатая отдельность, разбивающая породы на тонкие (до 0,5—1 см) плитки. Простирание трещин отдельности, как правило, совпадает с простираем активных контактов тел. В отдельных случаях мощность плиток увеличивается до 25—30 см и более, и тогда отдельность приобретает вид столбчатой (гора Курманшите, урочище Шенгельды и другие места). На участках, где есть глубокие врезы (глубокие сая, высокие сопки), в породах хорошо видна характерная для гранитов матрацевидная отдельность. Облик отдельности, особенно плитчатой, помогает отличать субвулканические образования от макроскопически сходных с ними покровов, в которых такой от-

дельности в описываемом районе нет. На площадях выходов субвулканических образований развит пологий сглаженный рельеф со значительным для Бетпак-Далы количеством коренных обнажений на плоских невысоких сопках.

Подводящими каналами субвулканических массивов служат крупные дайкоподобные трещинные субинтрузии (ранее они считались дайками второго этапа), развитые юго-западнее горы Курманшите среди пород верхнего протерозоя, а также среди гранитоидов Курманшитинского и Тюнлюктинского массивов ордовикского возраста. Они имеют вид типичных даек, часто ветвятся, резко несогласно пересекают протерозойские структуры и дайковую серию ордовикских гранитоидов. Длина субинтрузий достигает 10—12 км, мощность редко превышает 300 м. Иногда в них наблюдаются овалы раздувы, которые обычно приурочены к концам тел. Контакты всегда субвертикальные, вдоль них видны полосы осветления.

Породы, слагающие субвулканические массивы и трещинные субинтрузии, близки между собой и представлены щелочными кварцевыми порфирами, щелочными гранит-порфирами, комендитами, т. е. являются аналогами щелочных гранитов. Ранее они относились к кислым вулканитам — аналогам нормальных гранитов. Макроскопически это плотные, почти всегда однородные породы с ясно выраженной порфировой структурой и иногда флюидалной текстурой. Падение флюидалности всегда совпадает с ориентировкой плитчатой отдельности. Порфиновые выделения обильны (до 40%) и представлены прозрачным кварцем, белесым плагиоклазом и розовым калиевым полевым шпатом, а местами — темноцветными минералами. Основная масса скрытокристаллическая. Цвет пород обычно серый, грязно-голубовато-серый, но благодаря широко проявленному метасоматозу нередко меняется до светло-серого, беловато-серого, зеленовато-серого, бурого и коричневого. Разные оттенки иногда видны даже на одном обнажении. Породы при этом становятся пятнистыми или полосчатыми, что обусловлено отложением гидроокислов железа на плоскостях отдельности. В краевых частях массивов почти всегда развиты эруптивные брекчии, обломочный материал в которых представлен разлитыми вулканитами и метаморфическими сланцами.

Под микроскопом структура пород порфировая с микропайкилитовой, псевдосферолитовой, фельзитовой, гранулитовой, гранит-порфировой, редко микропегматитовой и микрогранитовой основной массой. В краевых и апикальных частях массивов породы менее раскристаллизованы и имеют микропайкилитовую, фельзитовую и псевдосферолитовую структуры основной массы, сочетающиеся в поле зрения одного шлифа. Текстура пород в этом случае почти всегда флюидалная, причем флюидалность отмечается под микроскопом даже тогда, когда она не видна макроскопически. В породах иногда имеется примесь пирокластического материала, и тогда они приобретают облик туфолов и игнимбритов. В центральных, а нередко и в краевых частях массивов при значительном эрозионном срезе основная масса становится гранулитовой, гранит-порфировой, иногда микрогранитовой и микропегматитовой. Эти микроструктуры характерны также для трещинных субинтрузивных образований.

Кварц вкрапленников образует округлые неправильные зерна часто с ватеками основной массы или правильные шестигранные кристаллы. Зерна кварца волнисто угасают, трещиноваты и содержат газово-жидкие включения. Иногда в краевых частях зерен заключены мелкие округлые кристаллики калишпата. Калишпат преобладает среди вкрапленников. Отмечены две его генерации. Первичный калишпат

представлен сильно замутненными неправильными, реже таблитчатыми пелитизированными кристаллами. Вторичный, совершенно прозрачный, замещает первичный калишпат и плагиоклаз. Вначале замещаются краевые части кристаллов, а затем — их центральные части. Когда кристаллы замещены полностью, в них часто сохраняются мелкие реликты первичного минерала. Первичный калишпат (табл. 1)

Таблица 1

Оптическая ориентировка калиевых полевых шпатов
(замеры произведены А. Ф. Браженцевой)

№ шпифа	Характеристика зерен	2V, град.	Кристалло- графический элемент и его символ	Оптическая ориентировка, град.			Минерал
				Ng	Nm	Np	
3027	Свежий, прозрачный вторичный калишпат с реликтом плагиоклаза	—48	(001)	89	11	78	Калиевый анортотоклаз То же
3027	Вторичный прозрачный калишпат с плохой спайностью	—73	(001)	80	22	73	
4086	Вторичный прозрачный калишпат с реликтами первичного пелитизированного калишпата	—40	(001)	83	12	80	
3027	Вторичный прозрачный калишпат с отчетливой спайностью и с включением биотита	—56	(001)	78	15	75	•
4095	То же	—80	(001)	86	14	77	
4095	Вторичный прозрачный калишпат с хорошей спайностью, с реликтами серицитизированного плагиоклаза	—70	(100)	88	72	17	•
4086	Реликт первичного пелитизированного калишпата	—80	(001)	87	8	82	Ортоклаз •
4091	То же	—82	(010)	0	86	90	

представлен ортоклазом ($2V \approx -80^\circ$), вторичные — калиевыми анортотоклазами ($2V$ от -40 до -80°). Аналогичные вторичные калишпаты описал В. К. Монич и для других районов Казахстана. По его мнению, резкое колебание угла оптических осей характерно не для адуляров, а именно для калиевых анортотоклазов, или, как он их называет, анортотоклазовидных калиевых полевых шпатов. Вторичные новообразования калиевого анортотоклаза иногда обрастают рудным (большой частью магнетитом), который нередко проникает внутрь зерен по трещинам спайности. В анортотоклазе наблюдаются вроски бурого высокожелезистого биотита.

Плагиоклаз, так же как и калишпат, представлен двумя генерациями. Таблитчатые или неправильные зерна первичного плагиоклаза часто корродированы с краев основной массой и почти повсеместно нацело замещены серицитом. Определить состав плагиоклаза трудно; видимо, это олигоклаз (№ 20—25). Часто он замещается калиевым анортотоклазом. В районах родников Шенгельды, Саракамыс и других в щелочных кварцевых порфирах отмечены новообразования шахматного альбита, развивающегося по первичному плагиоклазу и, вероятно, ортоклазу. Он образуется при выносе натрия из центральных и нижних частей массивов в эндоконтактный ореол, а также во вме-

щающие породы, где отмечена локальная альбитизация при площадной калишпатизации.

Вкрапленники темноцветных минералов представлены единичными кристаллами эгирина, арфведсонита и биотита. Они встречаются порознь и вместе, иногда в виде неправильных скоплений. Эгирин, образующий призматические и неправильные зерна размером до 1—2 мм, плеохроирует от желто-зеленого по *Ng* до зеленого по *Np*. Иногда концы вкрапленников эгирина нерезорбированы и замещены агрегатом мелких эгириновых кристалликов. Арфведсонит образует неправильные кристаллы иногда длиной свыше 2 мм. Он довольно густо окрашен, плеохроирует в синих и зеленовато-синих тонах. Угол погасания около 20°. Биотита очень мало, мелкие чешуйки с совершенной спайностью плеохроируют в бурых тонах. Цветные минералы часто нацело разложены и замещены рудным минералом. Кроме первичного отмечается вторичный арфведсонит, который встречается в сростании с гранобластовым кварцем, мусковитом и глаукофаном.

Основная масса сложена теми же минералами, которые образуют порфиновые выделения, — кварцем, калиевым полевым шпатом, в меньшей степени — кислым плагиоклазом, часто нацело измененным. Щелочных цветных минералов в основной массе нет, но в первичной породе они могли присутствовать, так как довольно часто в ней встречаются игольчатые кристаллы, нацело замещенные магнетитом. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, рутил. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, эпидотом и более поздними — анортотоклазом, кварцем, арфведсонитом, глаукофаном и магнетитом.

Силикатные анализы проб показали полную идентичность химических составов пород, слагающих субвулканические и трещинные субинтрузивные образования (табл. 2). Числовые характеристики этих пород, вычисленные по методу А. Н. Заварицкого, позволили отнести их к классу пересыщенных кремнекислотой ($Q=37-45$), щелочами пород (s близко к 0; a/c намного больше 8), что по таблице нормальных составов по Р. О. Дэли отвечает комендитам и щелочным гранитам. Анализируя полученные данные, можно сделать вывод о постоянном несколько повышенном содержании кремнекислоты (более 74%) и пониженном глинозема (11—12%). Такие содержания SiO_2 и Al_2O_3 характерны только для комендитов, сумма калия и натрия (7,5—9,5%) также допустима для пород этого ряда. Следует отметить, что о первичном составе описываемых пород лучше судить по сумме щелочей, так как они претерпели щелочной метасоматоз. Таким образом, химические анализы полностью подтверждают вывод об отнесении этих пород не к нормальному липаритовому, а к субщелочному, комендит-пантеллеритовому ряду.

Результаты химических анализов субвулканических и субинтрузивных пород отражены на векторных диаграммах (рис. 1, 2). Обращает внимание очень пологое, почти параллельное оси sc положение векторов на плоскости scb , которое не свойственно средним типам магматических горных пород по Р. Дэли с близкими параметрами z , b и c . Оно объясняется значительным привнесом калия и выносом натрия в послемагматическую стадию (калиевым метасоматозом). Послмагматические растворы были обогащены калием и, кроме того, несли ниобий, молибден, кобальт, уран, барий, железо и редкоземельные элементы иттриевой группы. При продвижении растворов калий взаимодействовал с неустойчивым в эту стадию плагиоклазом, который замещался анортотоклазом, а при избытке калия — с ортоклазом. Вынос натрия и кальция происходил в основном во вмещающие поро-

Таблица 2

Химический состав пород эйфельских субвулканических и субинтрузивных образований Юго-Восточной Бетпак-Далы

Компоненты	Субвулканическая фацис									Субинтрузивная фацис			
	1105	3022	3022-1	3066	3113	3113-1	3225	3267	3792	3807	3808	3810	3810-1
SiO ₂	75,38	76,96	77,76	80,54	76,84	77,58	74,58	75,37	75,45	76,06	76,71	75,43	74,34
TiO ₂	0,16	0,10	0,08	0,10	0,11	0,10	0,16	0,18	0,15	0,20	0,20	0,15	0,15
Al ₂ O ₃	13,47	11,98	11,48	9,76	12,43	12,38	12,60	10,36	11,93	12,01	11,15	11,24	12,21
Fe ₂ O ₃	1,10	1,07	0,64	0,93	1,28	0,24	2,09	1,93	1,07	1,13	1,27	1,48	2,23
FeO	0,40	0,53	0,64	0,67	0,64	0,58	0,85	0,90	0,44	0,34	0,53	0,44	0,47
MnO	0,02	0,008	0,011	0,009	0,005	0,006	0,008	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01
MgO	0,41	0,65	0,61	0,29	0,26	0,24	0,20	0,18	—	0,35	0,53	0,71	0,93
CaO	0,55	0,27	0,45	0,34	0,20	0,28	0,39	0,15	0,68	0,37	0,49	0,49	0,49
Na ₂ O	0,37	1,40	2,0	0,20	1,10	2,30	1,0	0,27	0,80	0,25	0,20	0,22	0,20
K ₂ O	6,22	5,00	4,50	5,50	5,60	5,00	6,50	8,60	9,20	9,10	8,60	9,40	7,40
P ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,05	0,05	0,05	0,09
SO ₃	0,05	0,06	0,03	0,02	0,02	0,01	0,14	0,31	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01
H ₂ O	н.о.	0,16	0,20	0,06	0,06	0,08	н.о.	0,06	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
П.п.п.	1,92	1,14	1,12	1,12	1,13	0,72	1,14	0,84	0,66	0,38	0,80	0,80	0,86
Сумма	100,01	99,3	99,54	99,53	99,68	99,51	99,65	99,68	100,42	100,27	100,59	100,51	99,43

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	9,3	9,8	10,35	7,84	9,92	11,7	11,1	12,7	14,6	13,2	12,3	13,6	10,7
b	8,4	7,17	5,35	5,51	7,3	4,55	6,9	3,3	1,7	3,2	3,2	2,9	7,6
c	0,6	0,3	0,5	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,6	0,5	0,6
s	81,6	82,7	81,2	86,3	82,5	83,5	81,4	83,6	83,2	83,1	83,8	82,9	81,1
f'	15,5	18,7	20,5	25,0	21,6	15,2	35	71,9	76	33,1	47,3	57,2	30,1
m	7,8	14,4	18,3	7,9	5,5	8,2	4,7	9,6	—	17,2	25,8	38,8	19,7
c	—	—	—	—	—	—	—	17,9	24	—	—	—	—
n	27,9	3,2	40	4,9	23,4	41	18,3	4,6	11,7	3,9	3,2	3,3	3,7
t	0,17	0,1	0,1	0,07	0,1	0,08	0,17	0,17	0,16	0,23	0,23	0,16	0,16
φ	1,7	12	9,6	13,8	13,7	3,9	24,2	4,8	51	28,2	31,4	40,3	24,1
α'	76,1	66,8	20,5	67,5	72,9	76,6	60,3	—	—	44,5	26,8	—	50,2
Q	44,1	45,5	43,8	56,5	44,8	43,2	40,2	41,4	36,9	39,5	42,5	38,2	40,2
a/c	15	32	20	19	33	39	25	31	36	39	25,5	27	17,8

Последовательность выпадения из растворов рудных компонентов при калиевом метасоматозе не установлена. Можно предположить, что ниобиевые минералы концентрировались в субинтрузивных образованиях и в непосредственной близости от них. По данным 12 спектральных проб из этих образований в трех установлены следы, а в остальных—0,01 % ниобия. В глубоко эродированных частях лакколитов ниобий встречается в следах и только в отдельных редких пробах— до 0,01 %. В более высоких частях ниобий отсутствует. Концентрации минералов, содержащих редкие земли иттриевой группы, возможны в субинтрузивных телах и близподошвенных частях лакколитов; особенно перспективны последние.

К. А. АЗБЕЛЬ, М. Р. БОРУКАЕВА, А. Ф. КОВАЛЕВСКИЙ,
В. Д. СТЕРКИН

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОРОГЕННОГО МАГМАТИЗМА ПРИБАЛХАШСКО-ИЛИЙСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ И ЮЖНОЙ ДЖУНГАРИИ)

Прибалхашско-Илийский вулканический пояс — одна из интереснейших палеовулканических провинций — рассматривается нами вслед за Н. А. Афоничевым (1966) в качестве вторичной наложенной структуры, возникшей и сформировавшейся на гетерогенном основании в орогенный этап развития Джунгаро-Балхашской герцинской системы. В северном сегменте пояса выделяются Токрауский, Баканаский, Эбинор-Алакульский мегасинклиории, в южном — Илийский (рис. 1). Описываемый вулканический пояс начал формироваться в начале нижнего карбона. По-видимому, к среднему визе, после проявления саурской фазы, уже оформились главные пограничные разломы, сопряжение которых определило полукольцевую форму пояса. Преимущественно к этим обрамляющим разрывным структурам, к их приразломным «прогибам» были приурочены зоны активного нижнекарбонового вулканизма. Саурские движения ознаменовали начало орогенного вулканизма по периферии Джунгаро-Балхашской системы (и на ее каледонском обрамлении), в то время как ее внутренние зоны, вплоть до более мощной среднекарбоновой складчатости, оставались областью собственно геосинклинального развития. Среднекарбоновый тектогенез, с которым связано внедрение крупных гранитоидных интрузий, создал зоны проницаемости уже в пределах всего вулканического пояса, который в дальнейшем был ареной интенсивной вулканической деятельности в течение верхнего палеозоя. Таким образом, для вулканического пояса орогенный этап может быть разделен на два подэтапа: раннеорогенный, нижнекарбоновый (до среднекарбонового тектогенеза) и позднеорогенный, среднекарбоновый — нижнетриасовый (после среднекарбонового тектогенеза). Длительные и бурные вулканические процессы, проходившие на фоне компенсированного прогибания, сформировали мощные (в общей сложности до 6 км) сложно построенные вулканогенные толщи, насыщенные субвулканическими телами и прорванные многочисленными разновозрастными интрузиями. Наиболее характерной и важной особенностью строения этих толщ является многократно-ритмичное чередование слагающих их вулканогенных комплексов* среднего (или основного) сос-

* Вулканогенный комплекс представляет обособленную (как по вертикали, так и по латерали) естественную ассоциацию преимущественно вулканических пород, характеризующихся определенным петрохимическим составом. При этом в комплекс включаются не только наземные образования (покровы и потоки лав, пласты туфов, покровы игнимбитов и т. д.), но и разнообразные субвулканические тела, представляющие корневую систему первых (лакколлиты, силлы, дайки, некки, диатремы и т. п.).

тава с комплексами кислых вулканитов (см. схему). В раннеорогенный подэтап возникли лишь два комплекса: андезито-базальтовый (более древний) и сменяющий его вверх по разрезу комплекс кислых

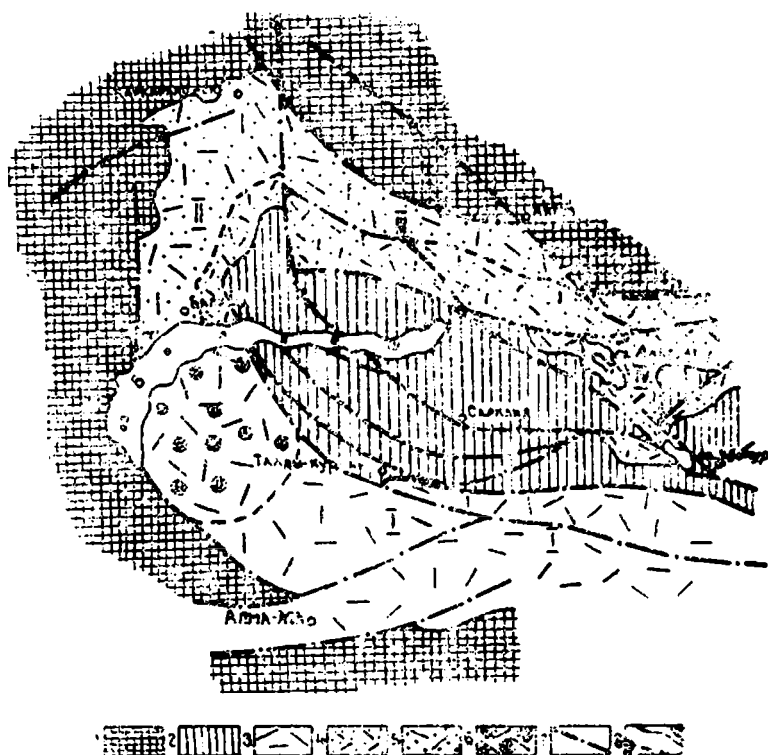


Рис. 1. Схема размещения основных структур Прибалхашско-Илийского вулканического пояса. 1 — каледонские складчатые сооружения; 2 — герцинские складчатые сооружения; 3—5 — вулканогенные образования Прибалхашско-Илийского пояса, залегающие на: 3 — каледонидах, 4 — вулканитах девонского пояса, 5 — герцинидах; 6 — вулканогенные образования пояса, перекрытые кайнозойскими отложениями; 7 — главные разломы; 8 — границы: а — достоверные; б — предполагаемые. Синклинории: I — Илийский; II — Токрауский. III — Баканасский; IV — Эбинор-Алакульский.

вулканитов. Позднеорогенный подэтап был многокомплексным и характеризуется неоднократным чередованием средне-основных и кислых вулканогенных толщ.

Указанные особенности строения разреза свидетельствуют о циклическом развитии орогенного вулканизма Прибалхашско-Илийского вулканического пояса. Раннеорогенному и позднеорогенному подэтапам соответствуют два крупных вулканических цикла — раннеорогенный и позднеорогенный. Последние, в свою очередь, распадаются на элементарные циклы (термин Г. М. Власова, 1967) более высокого порядка, соответствующие по времени формированию двух магматических комплексов — базальтово-андезитового в основании и липарито-дацитового. Таким образом, если в раннеорогенном вулканическом цикле можно выделить лишь один элементарный цикл, то позднеорогенный цикл представлен несколькими элементарными циклами, в развитии которых заметна отчетливая эволюция. Становление каждого элементарного цикла, как правило, заканчивается внедрением гранитоидных интрузий, широко проявленных в северном сегменте пояса.

**Схема сопоставления вулканических циклов Северо-Восточного Прибалхашья
и Южной Джунгарии**

Подэтап	Элементар- ный цикл	Магматический комплекс (состав и название)	
		Южная Джунгария	Северо-Восточное Прибалхашье
Позднеорогенный	IV	Вулканиды трахидацитовые, трахилипаритовые; верхнесарыбулакский T ₁	
		Вулканиды трахибазальтовые; нижнесарыбулакский T ₁	
	III	Вулканиды трахилипарит-дацитовые; малайсаринский P ₂ ² —T ₁	Кукентайский Вулканиды щелочные, трахилипарит-дацитовые; сейриктауский P ₂ (?)
		Вулканиды трахиандезит-базальтовые; жельдыкоринский P ₂ ²	Вулканиды трахибазальтовые; курайлинский P ₂
	II	Южноджунгарский Вулканиды липаритовые; жалгызгагашский P ₂ ¹	Ушобинский Вулканиды трахидацитовые; верхнекызылкийнский P ₁₋₂
		Вулканиды андезитовые; бескайнарский P ₁ ²	Вулканиды трахиандезитовые; нижнекызылкийнский P ₁₋₂
	I	Вулканиды дацито-липаритовые; кугалинский C ₃ —P ₁	Кокдалинский Вулканиды дацито-липаритовые; керегетасархарлинский C ₃ —P ₁
		Вулканиды от андезито-базальтовых до дацито-андезитовых; дигерезский C ₂₋₃	Вулканиды андезитовые; калмакэмельский C ₂
Раннеорогенный	I	Вулканиды липаритового, дацитового состава; батпакский C ₂ Центральноджунгарский	Музбельский
		Вулканиды липаритовые, дацитовые; верхнеалтынэмельский C ₁ V ₃ —n	Вулканиды дацитовые; верхнекаркаралинский C ₁ V ₂ —n
		Вулканиды андезит-базальтовые, андезитовые, дацитовые; нижнеалтынэмельский C ₁ V ₃ —n	Вулканиды андезит-базальтовые; нижнекаркаралинский C ₁ V ₂ —n

В настоящей работе делается попытка сопоставления вулканических циклов различных частей Прибалхашско-Илийского пояса: Баканасского мегасинклиория на севере и Илийского на юге, чтобы можно было выявить некоторые особенности развития пояса в целом*.

Раннеорогенный вулканический цикл. Как уже говорилось, в раннеорогенный подэтап были сформированы андезито-базальтовый и липарито-дацитовый комплексы, в совокупности представляющие раннеорогенный вулканический цикл.

Андезито-базальтовый комплекс (нижнекаркаралинский среднего вие — намюра в Баканасском мегасинклиории, нижнеалтынэмель-

* В основу описания вулканизма Баканасского синклиория положены исследования В. Д. Стеркина и А. Ф. Ковалевского, а Илийского — К. А. Азбеля и М. Р. Борукаевоф.

ский верхнего визе — намюра в Илийском мегасинклинории*) сложен лавами и туфами базальтового, андезито-базальтового, реже дацитового состава. Общая мощность вулканитов 300—700 м. Извержения имели преимущественно линейный характер. По северному обрамлению Баканасского мегасинклинория нижнекарбонный вулканизм был проявлен весьма незначительно. Магмоконтролирующие разломы закладывались на обрамлении пояса (Калмакэмельский шовный прогиб в Баканасском мегасинклинории, Южно-Джунгарский, Кетменский и другие разломы в Илийском мегасинклинории), а также пересекали его по диагонали (Алтынэмельский, Бортагойский в Илийском мегасинклинории и др.).

Липарито-дацитовый комплекс (верхнекаркаралинский среднего визе — намюра в Баканасском мегасинклинории и верхнеалтынэмельский верхнего визе — намюра в Илийском мегасинклинории) на современном эрозионном срезе развит шире, особенно в Илийском мегасинклинории. Он сложен различными туфами, реже лавами, а также разнообразными субвулканическими телами дацитового, липарито-дацитового и липаритового состава. Для комплекса характерны высокий коэффициент эксплозивности, преимущественно центральный тип извержений, значительные суммарные мощности (600—1500 м). Магмоподводящими структурами служили те же глубинные разломы, что и при формировании андезито-базальтового комплекса. Таким образом, на раннеорогенном подэтапе вулканические процессы были отчетливо приурочены к линейным структурам, испытывавшим погружение, которое полностью компенсировалось накоплением вулканитов.

Со среднекарбонным тектогенезом, прервавшим накопление раннеорогенных вулканитов и ознаменовавшим начало орогенного этапа в центральных районах Джунгаро-Балхашской системы, связаны внедрение значительных масс гранитоидной магмы и формирование среднекарбонного интрузивного комплекса.

Среднекарбонный интрузивный комплекс (центральноджунгарский в Илийском, музбельский в Баканасском мегасинклинориях) представлен крупными многофазными интрузиями, сложенными породами широкого диапазона — от габбро и габбро-диоритов до лейкократовых гранитов. В вулканическом поясе среднекарбонные интрузивы приурочены к зонам активного вулканизма нижнего карбона.

Среднекарбонная складчатость и внедрение значительных масс гранитоидной магмы стабилизировали нижнекарбонные подвижные зоны; последние в дальнейшем играли роль жесткой рамы, определившей размещение верхнепалеозойских структур.

Позднеорогенный вулканический цикл (средний карбон — нижний триас?). Многостадийная тектоно-магматическая деятельность верхнего палеозоя, создавшая ряд чередующихся комплексов среднеосновных и кислых вулканитов, естественно делится на четыре элементарных вулканических цикла (см. схему и рис. 2): 1) среднекарбонный ранний раннепермский **, 2) раннепермский — ранний позднепермский, 3) позднепермский — ранний раннетриасовый (?) и 4) раннетриасовый (?) остаточный.

* Из-за недостаточной изученности нижнекарбонных вулканитов Южной Джунгарии, отсутствия общепризнанной схемы их стратиграфического расчленения выделение раннеорогенного вулканического цикла в Илийском мегасинклинории носит предварительный характер.

** В Илийском синклинории ниже вулканоогенных образований, относимых к первому циклу, в основании верхнепалеозойского разреза выделяется своеобразный батпаковский комплекс (свита), представленный наряду с осадочными породами вулканитами кислого состава.

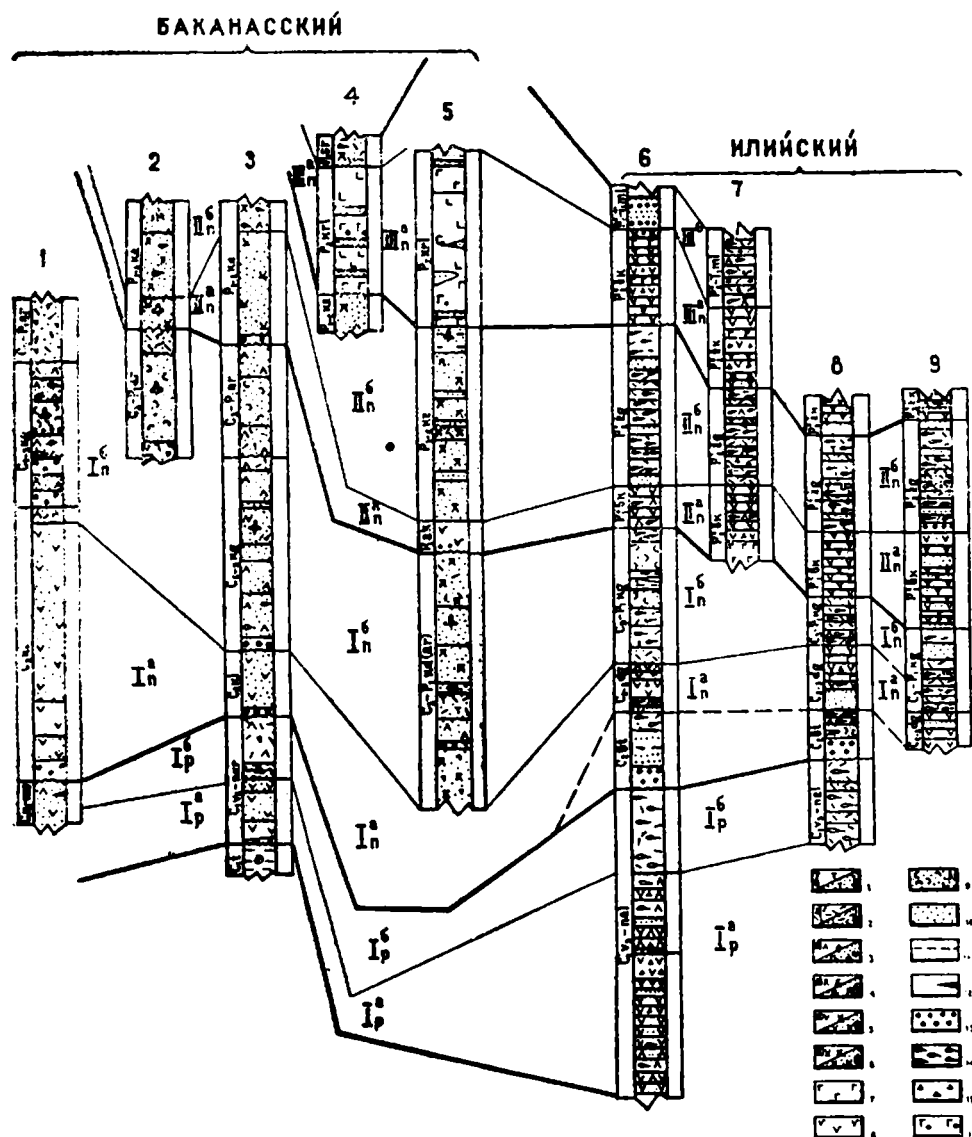


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов Баканасского и Илийского мегасинклинориев. 1 — горы Калмак-Эмель (по В. Я. Кошкину); 2 — горы Архарлы (по Л. М. Скляренко); 3 — горы Музбель-Туз (по В. Д. Стеркину); 4 — горы Кызылтас (по В. Д. Стеркину); 5 — Курайлинская синклиналь (по А. К. Мясникову); 6 — горы Аркалы (по К. А. Азбелю, М. Р. Борукаевой); 7 — хребет Малайсары (по К. А. Азбелю, М. Р. Борукаевой); 8 — горы Дигерез, перевал Жузасу (по К. А. Азбелю, М. Р. Борукаевой); 9 — горы Катутау (по М. Г. Фремду). Условные обозначения: 1 — трахиговые лавы (а) и туфы (б); 2 — липаритовые лавы (а) и туфы (б); 3 — дацитовые лавы (а) и туфы (б); 4 — трахидацитовые лавы (а) и туфы (б); 5 — андезитовые лавы (а) и туфы (б); 6 — трахиандезитовые лавы (а) и туфы (б); 7 — базальтовые порфириты; 8 — андезито-базальтовые порфириты; 9 — чередующиеся осадочно-пирокластические и пирокластические породы; 10 — песчаники, туфопесчаники, псаммитовые туффиты; 11 — алевролиты, туфоалевролиты, алевритовые туффиты; 12 — угли; 13 — конгломераты, туфоконгломераты; 14 — игнимбриты; 15 — агломераты; 16 — миндалекаменные порфириты. I, II, III, IV — циклы; а, б — вулканогенные комплексы, сформировавшиеся в течение одного цикла; п — позднеорогенный; р — раннеорогенный.

Первый элементарный цикл представлен двумя комплексами — андезитового, реже андезито-базальтового и дацито-липаритового состава, которые распространены повсеместно, за исключением самых восточных частей Баканасского синклинория, где в это время вулканические процессы не проявлялись либо были очень слабыми.

Андезитовый комплекс (калмакэмельский среднекаменноугольный в Баканасском мегасинклинории, дигерезский, или долантауский, средне-верхнекаменноугольный в Илийском синклинории) сложен перемежающимися покровами и потоками лав, пластами разнообразных туфов преимущественно андезитового, андезито-дацитового, реже андезито-базальтового, трахиандезито-базальтового и базальтового состава, суммарная мощность которых составляет 300—500 м; многочисленны порфириновые дайки и экструзивные купола. Коэффициент эксплозивности, характеризующий этот комплекс, обычно равен 30—50 %. Вулканические извержения были связаны преимущественно с аппаратами центрального типа, контролировавшимися линейными дизъюнктивными структурами. Последние большей частью тяготели к периферическим районам Баканасского и Илийского синклинориев. Северные районы Баканасского синклинория (в западной его части) развивались несколько иначе. Здесь уже во время формирования вулканитов андезитового комплекса, после начальных импульсов, подновились глубинные разломы Предчингизья (на сочленении областей герцинской и каледонской консолидаций), в связи с чем из более глубоких магматических источников изливались магмы базальтового и андезито-базальтового состава (раннекергетасский комплекс Баканасского синклинория). Таким образом, в разрезе нижней составляющей первого цикла в этом районе под базальтами и андезито-базальтами залегают вулканиты андезитового и андезито-дацитового состава.

В южных частях Илийского синклинория (Кетменский хребет) вулканиты андезитового комплекса в собственно эффузивной фации почти не были сформированы.

Липарито-дацитовый комплекс (кергетасский средне-верхнекаменноугольный и архарлинский, или колдарский, верхнекаменноугольный — нижнепермский в Баканасском мегасинклинории, кулагинский верхнекаменноугольный — нижнепермский в Илийском мегасинклинории) сложен игнимбритами, туфолавами и туфами дацитового, трахидацитового, липарито-дацитового, реже андезито-дацитового состава, суммарная мощность которых нередко достигает 1000 м. Корневая часть наземных вулканитов представлена дайками, дайкообразными телами и некками дацитовых и липаритовых порфиров. Обычно состав пород отклоняется от нормального щелочноземельного ряда в сторону щелочности. Извержения в подавляющем большинстве случаев имели взрывной характер, при этом наряду с извержением вулканов центрального типа происходили эксплозии из кружных трещин. Размещение вулканических аппаратов совпадало с таковым предшествовавшего комплекса.

В конце первого цикла вулканизма внедрились многофазные интрузии верхнекарбонового — нижнепермского возраста, широко проявленные в Баканасском синклинории, где сформировались крупные гипабиссальные, преимущественно трещинные массивы (Кокдалинский, Каскабулакский и другие кокдалинского комплекса). Все интрузивные образования этого возраста представляют производные гранодиорит-сиенитовой магмы. Ряд признаков (общность магмопроводящих каналов, петрохимическое и петрографическое сходство, участие в единых вулкано-интрузивных структурах и др.) позволяет говорить

о комагматичности этих интрузивных комплексов и вулканитов первого цикла*.

Второй элементарный цикл (от нижней до начала верхней перми) представлен также нижним андезитовым (частично трахиандезитовым) и верхним липарито-дацитовым (частично трахидацитовым) вулканогенными комплексами.

Андезитовый комплекс (нижнекызылкийнский нижнепермский в Баканасском, бескайнарский нижнепермский в Илийском мегасинклинориях) представлен агломератами, туфами и реже лавами, а также субвулканическими телами (дайки, экструзии, лакколиты, силлы) андезитового, андезит-базальтового и андезито-дацитового состава. Нередко отмечается повышенная их щелочность (до трахиандезитовых разновидностей). Соотношение излившихся пород к пирокластическим колеблется в широких пределах: в Илийском синклинории — от 1:1 до 1:2, в Баканасском весь разрез образуют пирокластолиты. Общая мощность вулканитов от 300 до 1000 м. Преобладали извержения центрального типа, контролировавшиеся глубинными магмопроницаемыми зонами, которые сохраняли активность и при формировании выше лежащего комплекса.

Липарито-дацитовый комплекс (верхнекызылкийнский, нижне-верхнепермский в Баканасском, жалгызгаашский ниже-верхнепермский в Илийском мегасинклинориях) является одним из наиболее широко развитых, особенно в Илийском мегасинклинории. Слагающие его игнимбриты, туфолавы и туфы липаритового, липарито-дацитового, дацитового и трахидацитового состава обычно имеют суммарную мощность 500—1000 м. Цепочки дайкообразных тел и некоторые покровы игнимбритов, прослеживающиеся на многие десятки километров, свидетельствуют о значительной роли эксплозивных извержений трещинного типа (коэффициент эксплозивности обычно приближается к 100%).

В Баканасском мегасинклинории установлены верхнепермские интрузивные образования, сформировавшиеся в две фазы и комагматически связанные с вулканитами второго элементарного цикла (ушобинский комплекс). Магматиты этого комплекса являются производными сиенито-диоритовой магмы; они представлены мелкими штокообразными и трещинными телами, сложенными как полнокристаллическими разностями, так и породами эффузивного облика.

Третий элементарный цикл, особенно его начальная стадия, проявился в восточной части Баканасского и в Илийском синклинориях. Он знаменует завершение вулканических процессов в Прибалхашско-Илийском поясе. Сначала накапливались вулканиты среднего и основного составов, а затем — кислого. В конце цикла внедрились верхнепермские (верхнепермско-нижнетриасовые?) интрузии щелочных гранитов и граносиенитов, четко фиксирующиеся только в Баканасском синклинории.

Андезито-базальтовый (трахиандезит-базальтовый) комплекс (курайлинский верхнепермский в Баканасском, жельдыкоринский верхний верхнепермский в Илийском синклинориях) по объему накопленных наземных вулканитов (покровы и потоки лав, отложения агломератовых потоков, горизонты туфов и лахаровых брекчий) является одним из наиболее значительных: суммарные мощности обычно со-

* В Илийском синклинории интрузивные образования развиты сравнительно слабо. Они объединены в южнотунгарский комплекс условно верхнепермского возраста. Вполне возможно, что в нем находятся разновозрастные интрузии, в том числе и верхнекарбоновые — нижнепермские.

ставляют 1000 м, а в отдельных районах (на востоке Баканасского синклинория) они достигают 2 км. Картирование разнообразных субвулканических тел (кольцевые и радиальные дайки, купола, лакколиты и силлы) нередко позволяет выделить руины крупных полигенных стратовулканов, которые, по-видимому, преобладали среди вулканических аппаратов. Однако местами устанавливается заметное количество трещинных тел. Коэффициент эксплозивности колеблется от 10 до 75%. Как и в предыдущих элементарных циклах, отмечается некоторое смещение зон активного вулканизма от периферии верхнепалеозойских структур к их осевым частям.

Трахидацил-липаритовый вулканогенный комплекс (сейриктауский верхнепермский или пермотриасовый? в Баканасской, малайсаринский пермотриасовый в Илийской структурах) формировался в условиях заметного сокращения площадей вулканической активности. В Илийском синклинории малайсаринские игнимбриты, туфы и жерловины, выполненные породами липаритового и липарит-дацитового состава с повышенной щелочностью, приурочены к относительно небольшим (10—20 км в поперечнике) грабен-синклиналям. В Баканасской структуре щелочные (с эгирином и рибекитом) липарито-дацитовые и дацитовые порфиры, относящиеся к сейриктаускому комплексу, слагают в основном экструзивные и субвулканические тела.

Верхнепермский интрузивный комплекс (кукентайский в Баканасском синклинории) тесно связан с зонами активного вулканизма третьего элементарного цикла. Он представлен щелочными (с эгирином и рибекитом) гранитами (I фаза) и граносиенитами (II фаза), слагающими крупные плутоны и лакколитообразные тела. Его комагматичность с вулканитами третьего элементарного цикла (особенно кислщелочными производными) не вызывает сомнения и установлена многими исследователями (Перекалина, Тащинина и Розенкранц, 1966).

Четвертый элементарный цикл проявился весьма локально лишь в осевой зоне Сарыозекского прогиба в Илийском синклинории. Вулканогенные комплексы этого цикла представлены субвулканическими телами (сарыбулакский комплекс нижнего триаса). Последовательно внедрялись: 1) андезитовые и андезито-базальтовые порфириты с заметно повышенной щелочностью (лакколиты и дайки) и 2) трахилипаритовые и липаритовые порфиры (некки, дайки и крупные дайкообразные тела).

Полное завершение магматической деятельности в Прибалхашско-Илийском поясе ознаменовалось внедрением значительных масс гомогенной лейкократовой магмы и формированием крупных массивов аляскитовых лейкократовых гранитов (постверхнепермский интрузивный комплекс). Эти наиболее поздние магматиты достоверно установлены только в Прибалхашской части пояса (баканасский комплекс в Баканасском мегасинклинории). Интрузивные массивы этого комплекса не имеют строгой приуроченности к определенным зонам активного вулканизма и встречаются как в области, где развиты верхнепалеозойские вулканы, так и за ее пределами.

Сопоставление отдельных элементарных циклов двух разобщенных структур Прибалхашско-Илийского пояса позволяет выявить некоторые общие черты, характерные для орогенного вулканизма пояса в целом. К ним относится резкое преобладание эксплозивных извержений над нормально эффузивными, а в разрезах — пирокластолитов (70—80%) над лавами. Магмоподводящими путями вулканитов служили как протяженные трещины, так и локальные, близкие к изометрическим каналы. При этом для андезитового вулканизма типичны

моногенные и полигенные вулканические постройки центрального типа при подчиненном количестве трещинных. Типичные трещинные излияния устанавливаются лишь местами в начальные этапы третьего и четвертого позднеорогенных элементарных циклов. Для кислого вулканизма главное значение имели липейные извержения, с которыми связано возникновение обширных полей игнимбритов, особенно широко развитых в кислых комплексах первого и второго позднеорогенных элементарных циклов. Суммарные объемы продуктов средне-основной и кислой магм вполне сопоставимы, а в некоторых районах (Илийском мегасинклиории) кислые вулканы преобладают над средне-основными.

Размещение вулканических аппаратов контролировалось крупными тектоническими нарушениями, располагавшимися по периферии пояса или пересекавшими центральные части. Интересной особенностью становления Прибалхашско-Илийского пояса являлось постепенное закономерное смещение краевых зон активного вулканизма от периферических к его осевым, внутренним частям. Каждое смещение краевых зон совпадало во времени с началом нового элементарного цикла, при этом направление зон оставалось унаследованным от предшествующего цикла и подчинялось общему структурному плану. Такая миграция вулканической активности особенно четко устанавливается в Илийском мегасинклиории.

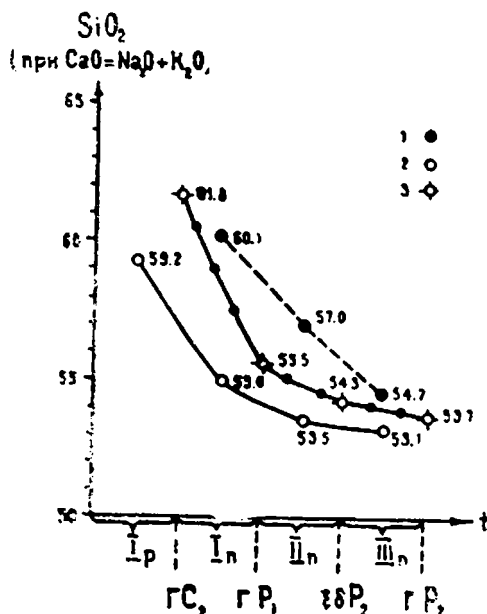


Рис. 3. Изменение щелочности орогенных магматитов Баканасского и Илийского мегасинклиорий во времени. Величина индекса Пикока: 1 — для вулканитов Илийского мегасинклиории; 2 — для вулканитов Баканасского мегасинклиории; 3 — для интрузивных комплексов Баканасского мегасинклиории. I, II, III, IV — вулканические циклы: p — раннеорогенный, n — позднеорогенный. Интрузивные комплексы: ГС₂ — Музбельский; ГР₁ — кокдалинский; ЕБР₁ — ушобинский; ГР₂ — кукентайский.

В западной части Баканасского синклиория наряду с первым циклом достаточно широко проявился второй и в незначительной степени третий. Восточные части Баканасского синклиория характеризуются незначительными вулканическими проявлениями в начале позднеорогенного подэтапа (первый цикл) и широким их распространением в конце (второй и третий циклы). Интенсивность вулканических процессов вдоль оси пояса изменяется постепенно, без резких скачков.

Вулканы позднеорогенного подэтапа петрохимически отличаются главным образом субщелочным составом по сравнению с нормальными известково-щелочными образованиями раннеорогенного. Для верхнепалеозойских (позднеорогенных) вулканитов четко уста-

навливается общее увеличение суммы щелочей от более древних образований к молодым и смена в этом же направлении натриевой специализации на калиевую (рис. 3). Таким образом, эволюция магмы наряду с другими геологическими показателями убедительно свидетельствует о направленном развитии циклических тектоно-магматических процессов.

Сопоставление элементарных вулканических циклов различных частей Прибалхашско-Илийского пояса позволяет разносторонне изучить вулканические процессы, а также получить более полное представление об интрузивном магматизме, с ними связанном. Если полные слабоэродированные разрезы вулканитов Южной Джунгарии, сформированные в условиях прогибания, создают яркую картину циклическости вулканизма, то близость амплитуд поднятий и опусканий в Баканасском синклинии способствовала широкому развитию на современном эрозионном срезе интрузивных комплексов. Их исследование показали, что внедрение интрузий следует за каждым элементарным вулканическим циклом. Такая закономерность в интрузивной деятельности позволяет говорить о магматических циклах, проявляющихся как в вулканических, так и в плутонических формах.

Взгляд на Прибалхашско-Илийский пояс как на единую по особенностям тектоники и магматизма мегаструктуру оправдывается не только приведенными сопоставлениями, но и сходством метасоматических формаций и металлогении Баканасского и Илийского синклинориев. Наиболее характерными метасоматитами, одинаково широко распространенными в каждом мегасинклинии, являются вторичные кварциты и пропилиты. Их несомненная генетическая связь с вулканизмом, набор и пространственные соотношения минеральных фаций, отчетливая приуроченность к магмоконтролирующим структурам, а также металлогеническая специализация позволяют говорить о единых вторичнокварцитовых и пропилитовых формациях Прибалхашско-Илийского пояса.

Весьма показательна ведущая роль золото-полиметаллической жильной рудной формации, по крайней мере, парагенетически тесно связанной с пропилитами и вторичными кварцитами. Изучение однотипных месторождений Архарлы (Южная Джунгария) и Таскора (Северное Прибалхашье), а также других рудопроявлений подчеркивает, что наиболее интересными среди многочисленных компонентов являются золото и серебро. Характерно, что рудные жилы обнаруживают более тесную связь с пропилитовыми метасоматитами, в то время как вторичные кварциты (не считая серицитовых фаций) являются объектами нерудного сырья (алунитовые, агальматолитолитовые, андалузитовые и корундовые месторождения).

В. Д. СТЕРКИН, А. Ф. КОВАЛЕВСКИЙ

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАКАНАССКОГО СИНКЛИНОРИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ)

Разновозрастные и разнофациальные интрузивные образования позднепалеозойского тектоно-магматического этапа исключительно широко развиты в Северном Прибалхашье в целом и Баканасском синклинории в частности. В настоящее время для этого района нет более или менее приемлемой схемы расчленения магматических образований верхнего палеозоя. В предлагаемой работе, основанной на изучении геологического строения правобережья р. Баканас, проведенном авторами в 1963—1967 гг., а также частично на материалах А. А. Розенкранца, Л. М. Сляренко, В. Я. Кошкина, А. К. Мясникова, делается попытка восполнить этот пробел.

Баканасская вулканическая область, как и весь позднепалеозойский Прибалхашско-Илийский вулканический пояс, зародилась в раннекарбоновую (саурскую) фазу тектогенеза, заложившую главные глубинные разломы обрамления, вдоль которых располагались зоны активного вулканизма. Со среднекарбовыми движениями, ознаменовавшими начало орогенного этапа в Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе, связывается образование проницаемых зон во внутренних районах вулканического пояса. С этого времени он стал ареной интенсивной магматической деятельности.

Интрузивные образования, развитые в Баканасском синклинории, объединяются по возрасту в пять интрузивных комплексов: среднекарбовый (музбельский), нижнепермский (кокдалинский), верхнепермский (ушобинский), верхнепермский (кукентайский) и постверхнепермский (баканасский).

Среднекарбовый (музбельский) интрузивный комплекс слагает сближенные Музбельский и Караунгирский интрузивные массивы общей площадью 90 км² и несколько небольших штоко- и дайкообразных тел. Комплекс однороден: все его фациальные разновидности являются производными кварцеводиоритовой магмы, внедрившейся в две фазы. Первая образовала гранодиориты и диориты, вторая — биотитовые граниты.

Возраст комплекса в восточной части Северного Прибалхашья (гора Музбель) обоснован исключительно четко. Интрузивные образования обеих фаз прорывают отложения среднего визе — намюра, охарактеризованные в этом районе флорой, и перекрыты с базальными конгломератами в основании вулканитами калмакэмельской свиты,

возраст которой считается среднекарбонным. Крупновалунные базальные конгломераты калмакэмельской свиты весьма полого залегают непосредственно на гранитоидах и отложениях среднего визе — намюра. Цемент конгломератов часто типичный аркозовый, а валуны, обычно хорошо окатанные, размером до 0,3—0,4 м, почти на 90% состоят из гранитов или гранодиоритов.

Контакты обоих массивов с вмещающими породами крутые и под углами 60—75° падают в сторону последних, причем северный контакт несколько круче. Ширина контактового ореола невелика (100—200 м), а экзоконтактовый метаморфизм выражен в рооговиковании (кварц-полевошлатовые рооговики) и окварцевании пород, нередко подвергшихся катаклазу вблизи массивов. Эндоконтактовые фации (мелкозернистые разновидности гранитоидов) развиты на небольших участках шириной до первых сотен метров, вытянутых вдоль контакта. Гибридные породы в приконтактной полосе не обнаружены, что указывает на отсутствие ассимиляции и контаминации. Местами отмечаются участки грейзенизации, приуроченные обычно к близконтактовым зонам катаклаза.

Гранитоиды I фазы, представленные гранодиоритами и диоритами, составляют большую часть Музбельского и Караунгирского массивов.

Среди пород фазы преобладают зеленовато-серые и серые среднезернистые рооговообманковые гранодиориты с порфировидной гипидиоморфнозернистой структурой. Состав и количественные соотношения минералов в гранодиоритах обычные. Среди темноцветных, в отличие от пород II фазы, резко преобладает роговая обманка. Рооговообманковые гранодиориты часто постепенно переходят в серые и темно-серые средне- и мелкозернистые кварцевые диориты, диориты и диоритовые порфириты, обладающие порфировидными гипидиоморфнозернистыми и полифировыми структурами. Темноцветные — амфибол и пироксен; незначительно преобладает первый. Реже встречаются рооговообманково-биотитовые и чисто пироксеновые разновидности диоритов. Плагноклаз в них — до андезин-лабрадора. Для пород I фазы типичен интенсивный аутометасоматоз, проявленный в хлоритизации, опацификации темноцветных, сосюритизации и серицитизации плагноклазов и пелитизации калишпатов.

С I фазой связаны дайки кварцевых диорит-порфиритов и диорит-порфиров. Между ними часто наблюдаются постепенные переходы. Простираие даек преимущественно субширотное, протяженность и мощность соответственно равны 500—600 и 30 м. Развиты они только среди гранодиоритов и диоритов I фазы и не найдены во вмещающих породах.

Гранитоиды II фазы развиты преимущественно по периферии обоих массивов и представлены нормальными гранитами с вариациями до гранодиоритов. Среди них преобладают серые средне- и крупнозернистые, часто порфировидные биотитовые граниты, обладающие гранитовыми, гранулитовыми, реже гипидиоморфнозернистыми и микропегматитовыми структурами. Гранодиориты, связанные переходами с гранитами, отличаются более высоким содержанием темноцветных (до 10—15%, преимущественно биотит, как и в гранитах), меньшим — кварца и калишпата и увеличением количества и основности плагноклазов (олигоклаз или олигоклаз-андезин, у гранитов — альбит-олигоклаз). Изредка биотитовые граниты переходят в лейкократовые разновидности. Со II фазой внедрения связаны дайки гранит-порфиров, встречающиеся только в Караунгирском массиве и имеющие субмеридиональное простираие при средней мощности и протяженности соответственно 10 и 500 м.

Самостоятельная дайковая серия (фаза) представлена дайками андезитовых и диабазовых порфиритов, крупновкрапленных диабазовых порфиритов и кварцевых порфиров. Дайки андезитовых и диабазовых порфиритов имеют северо-западное простирание, крутое падение, мощность 5—7 м, протяженность до 700—800 м. Обычно они расположены внутри интрузивных массивов, редко выходя за их пределы. Во многих случаях андезитовые порфириты переходят в диабазовые в одной дайке. Пересечения дайками андезитовых порфиритов даек обеих фаз наблюдаются часто.

Интрузивные образования комплекса приурочены к зонам активного вулканизма нижнего карбона и контролируются теми же региональными разломами обрамления вулканической области, что и последние. Среднекарбонные интрузивные образования, с одной стороны, являются орогенными и связаны с заключительными движениями собственно геосинклинального этапа развития Джунгаро-Балхашской системы; с другой стороны, музбельские гранитоиды обнаруживают парагенетическую и петрохимическую связь с раннеорогенными вулканогенными образованиями, комагматами которых они, видимо, являются.

В целом породы музбельского комплекса относятся (по классификации А. Н. Заварицкого) к нормальным пересыщенным кремнеземом и бедным щелочами породам и являются производными кварцево-диоритовой магмы (табл. 1).

Таблица 1

Химический состав пород музбельского комплекса

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
1	70,10	1,84	11,25	3,47	2,14	3,18	1,60	н.о.	3,05	3,10	0,11	0,08	0,32	100,14
2	64,86	0,41	13,40	3,17	3,00	4,27	2,24	0,1	2,90	3,05	0,01	0,1	1,68	99,64
3	60,34	0,66	15,94	2,85	3,18	6,11	2,90	0,01	3,00	2,00	0,12	0,1	1,84	99,05

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и коэффициенты агаптности

№ пробы	a	c	b	s	c'	m'	f'	φ	t	n	Q	a/c	Na+K Al	Na Al+K
1	10,8	1,9	9,1	78,2	18,2	28,7	53,1	31,2	1,9	59,7	33,9	5,7	0,74	0,63
2	11,4	3,2	11,4	74,0	17,5	33,3	49,2	23,5	0,5	56,0	22,0	3,6	0,67	0,47
3	9,9	2,9	14,5	72,7	25,0	35,8	39,2	17,4	0,8	69,5	22,7	3,4	0,44	0,35

Среднее

0,58 | 0,46

Примечание. 1 — роговообманково-биотитовый гранит II фазы, Музбельский массив; 2 — роговообманковый гранодиорит I фазы, Музбельский массив; 3 — роговообманковый кварцевый диорит I фазы, Караунгирский массив.

Нижнепермский (кокдалинский) интрузивный комплекс широко распространен в Северо-Восточном Прибалхашье. К нему относятся сравнительно крупные сложнопостроенные массивы: Кокдалинский (400—500 км²), Каскабулакский (50 км²), Егэндыбулакский (15 км²),

Кокдамбакский (30 км²) и др. (рис. 1) и небольшие, обычно простые по строению тела. Комплекс исключительно разнороден и представлен многочисленными петрографическими разновидностями, либо связанными постепенными переходами, либо имеющими рвущие вза-

имеют отношения. Выявлены три интрузивные фазы*. Первую образуют габбро-диориты, диориты, гранодиориты, вторую — граниты, гранодиориты, третью — граносиениты, сиениты, сиенито-диориты, кварцевые монцитониты. Возраст кокдалинского комплекса определен довольно четко. В урочище Кокдала и в районе родника Жайдаксу (Кокдалинская,

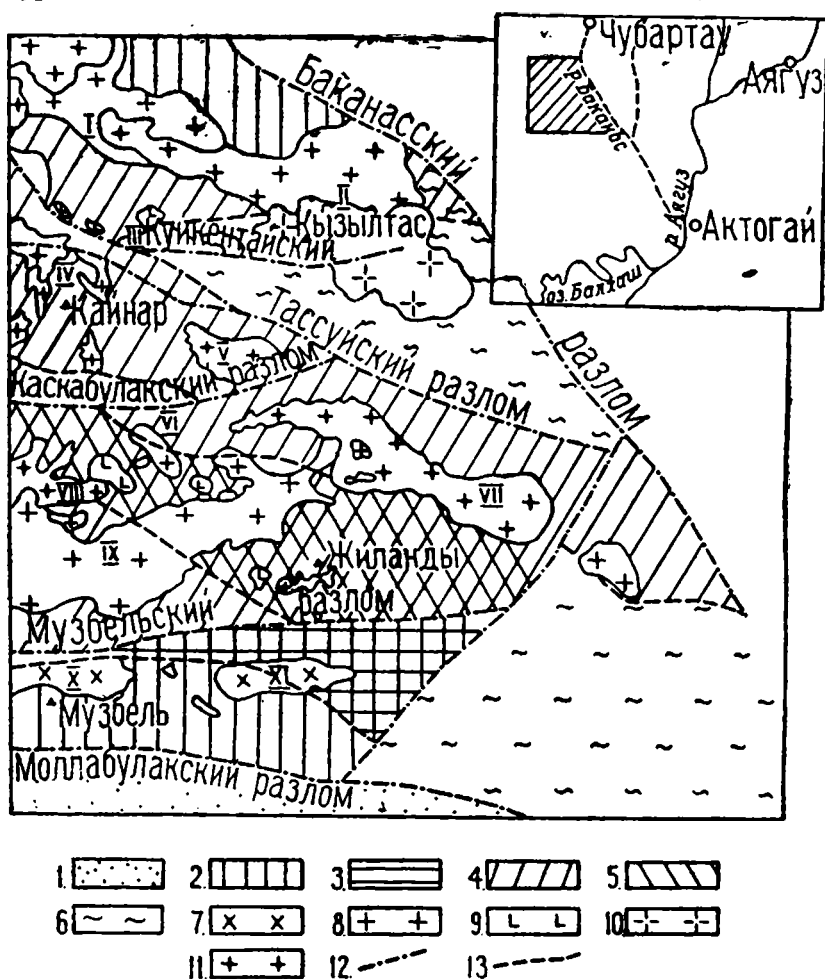


Рис. 1. Схема размещения основных интрузивных массивов. 1 — зона среднепалеозойского осадконакопления; 2—6 — зоны активного вулканизма: 2 — нижнекарбоновая, 3 — среднекарбоновая, 4 — среднекарбоновая — нижнепермская, 5 — нижневерхнепермская, 6 — верхнепермская; 7—11 — интрузивные комплексы: 7 — музбельский, 8 — кокдалинский, 9 — ушобинский, 10 — кукентайский, 11 — баканаский; 12 — разломы; 13 — границы зон. Интрузивные массивы: I — Кумжалский; II — Кызылтасский; III — Улькен-Кукентайский; IV — Кокдамбакский; V — Каскабулакский; VI — Егеньдыбулакский; VII — Жайдакский; VIII — Кайнарский; IX — Кокдалинский; X — Музбельский; XI — Кумадырский.

Каскабулакская интрузии) они прорывают архарлинскую свиту верхнего карбона — нижней перми, охарактеризованную флорой, и перекрыты с базальными конгломератами в основании (в гальке — породы первой и второй фаз комплекса) вулканитами кызылкиинской свиты нижней — верхней перми.

* Данные последних лет, полученные после подготовки к печати настоящей статьи, указывают на двухфазное строение комплекса; породы третьей фазы должны быть отнесены к ушобинскому комплексу.

Большинство плутонов комплекса линейно вытянуто и приурочено к системе контролирующих разломов, имеющих обычно широтные или северо-западные простирания. Контакты интрузий крутые (60—70°). Ширина зоны экзоконтактовых изменений, как правило, не более 100—200 м и лишь на участках сохранившейся кровли достигает 700—1000 м. Эти изменения выражены в окварцевании, фельдшпатизации; на отдельных участках обнаружены биотитовые роговики (Каскабулакский массив). В эндоконтактовом ореоле (ширина 30—100 м, редко — до 500 м) развиты краевые фации: порфировидные мелко- и микрозернистые разновидности. Для контактовых зон кокдалинских плутонов характерны гибридные породы (для пород II и III фаз) и шлировые выделения (среди пород I фазы).

Породы I фазы занимают наибольшие площади и представлены гранодиоритами, диоритами и реже габбро, связанными переходными разностями. Преобладают гранодиориты. Обычно это серые средне- и крупнозернистые породы, часто порфировидные, с массивной текстурой, среди которых в апикальных и краевых частях наблюдаются эндоконтактовые мелкозернистые разновидности. Гранодиориты имеют гранитовые, гипидиоморфнозернистые структуры и обычный минералогический состав с некоторым увеличением количества калишпата (до 35 %), что сближает их иногда с кварцевыми монцонитами. Среди темноцветных преобладает слабохлоритизированная роговая обманка (соотношение с биотитом 2—3:1). Среди гранодиоритов иногда отмечаются обширные участки с большим количеством шлировых выделений размером от 10 см до первых метров в диаметре, сложенных мелкозернистыми кварцевыми диоритами и диоритами. Вблизи шлиров в гранодиоритах образуется характерная лейкократовая оторочка. В большинстве случаев переход гранодиоритов в диориты и габбро постепенный — уменьшается количество кварца, биотита и калишпата, становится более основным плагиоклаз и появляется пироксен (в габбро среди темноцветных он резко преобладает). Для кварцевых диоритов и диоритов характерна порфировидная мелко- и среднезернистая монцонитовая структура, резко подчеркиваемая местами крупными (длиной до 5—7 см) игольчатыми кристаллами роговой обманки. Порфировидные габбро-диориты обладают офитовыми структурами, причем в той или иной степени они содержат кварц (до 2—5 %).

Местами в зоне перехода от гранодиоритов к диоритам встречаются своеобразные породы, которые могут быть названы «ложными эруптивами» (западная часть Каскабулакского массива). Среднезернистые гранодиориты, представляющие как бы «цементирующую» массу, содержат большое количество меланократовых шлиров (с характерной лейкократовой каймой), а также аналогичных по составу остроугольных, разнообразных по форме обломков (лейкократовая кайма отсутствует). Размеры шлиров и обломков колеблются от 5 до 15—20 см; при приближении к диоритам количество и размеры их возрастают. Эти породы иногда занимают значительные площади (до 3—5 км²), и их образование можно объяснить пульсационным характером интрузивной деятельности даже при формировании пород одной фазы. Дайки I фазы представлены кварцевыми диоритами, диоритами и реже диабазовыми порфиритами.

Породы II фазы сравнительно слабо распространены, но встречаются почти во всех массивах (западная часть Кокдалинского, восточная Каскабулакского). Они весьма однообразны и представлены розовато-серыми средне- и крупнозернистыми, обычно порфировидными гранитами. Среди темноцветных резко преобладает интенсивно хлоритизированный биотит (3—4 %). Вторичные изменения полевых шпа-

тов весьма слабые. В зонах эндоконтакта повсеместно преобладают мелко- и мелкозернистые граниты, местами (восточная часть Каскабулакского массива) переходящие в гранит-порфиры. Довольно часто в последних устанавливаются структуры течения, ориентированные параллельно контакту. Рвущие взаимоотношения гранитов с породами I фазы проявлены четко и повсеместно: обнаружены апофизы, дайкообразные тела и дайки гранитов в гранодиоритах и диоритах I фазы. Вблизи контакта с гранодиоритами граниты представлены мелкозернистыми порфировыми разновидностями, часто со стекловатыми структурами. Дайки, увязывающиеся с гранитами II фазы, встречаются редко и выражены мелкозернистыми биотитовыми гранитами.

Породы III фазы кокдалинского комплекса почти также широко распространены, как и образования I фазы. Они слагают значительные участки в восточной части Кокдалинского и южную половину Егендыбулакского массивов. В Жайдакском массиве они образуют небольшие тела преимущественно на восточном фланге северного контакта. Породы III фазы разнообразны — нормальные известково-щелочные сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты. Все разновидности связаны друг с другом переходами. Рвущие взаимоотношения пород III фазы с породами I фазы повсеместно четкие; хорошо проявлена калишпатизация гранодиоритов и диоритов в зоне экзоконтакта, отмечено много апофиз и ксенолитов. Непосредственные контакты щелочных производных III фазы с гранитами II фазы прикрыты плащом рыхлых отложений и поэтому изучены слабее. Однако наличие краевых мелкозернистых разновидностей в предполагаемой эндоконтактной части сиенитового штока (1 км²), расположенного среди гранитов II фазы в западной части Кокдалинского интрузива, позволяет говорить о рвущих взаимоотношениях. Повсеместно в эндоконтактах широко развиты порфировидные мелкозернистые разновидности сиенитов и сиенит-порфиры, в которых часто отмечаются реликты субвертикальной структуры течения, ориентированной грубо параллельно контакту.

Кварцевые сиениты, шире всего развитые среди образований III фазы, — красные и розовато-красные порфировидные среднезернистые породы с трахитовой и монцонитовой структурами или комбинацией их с гипидиоморфнозернистой и трахитоидной. Характерно обрастание плагиоклазов каемками калишпата и преобладание среди фемических минералов роговой обманки. Сиениты обычно приурочены к периферическим частям массива кварцевых сиенитов и отличаются от последних яснее выраженной порфировидностью и мелкозернистостью (с переходом в сиенит-порфиры), а также почти полным отсутствием кварца. Граносиениты редки, имеют тот же минералогический состав, что и кварцевые сиениты, но отличаются более кислым составом плагиоклазов, пертитизацией калишпата, среди которого иногда вместе с ортоклазом присутствует микроклин, развитием гранитовых гипидиоморфнозернистых структур. Несколько особое положение занимают сиенито-диориты и монцониты, образующие небольшие рвущие тела. Их рвущие взаимоотношения с другими породами III фазы не всегда четкие: иногда наблюдаются как бы взаимопереходы, осуществляющиеся на коротком (2—5 м) расстоянии. В целом сиенито-диориты и монцониты могут рассматриваться как образования подфазы в составе III фазы. Сиенито-диориты (мангериты) представляют мелкозернистые ясно порфировидные розово-серые породы. Порфировидные выделения размером 2—6 мм выражены плагиоклазом (олигоклаз-андезин до андезина), роговой обманкой, реже пироксеном (авгит). Монцониты (порфировидные монцониты), связанные

взаимопереходом с сиенито-диоритами, более меланократовые, обладают монцонитовой структурой и типичным минералогическим составом. В поле развития III фазы много даек и дайкообразных тел сиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров и сиенито-диорит-порфиров.

Дайковая серия (фаза) кокдалинского комплекса однообразна по составу и распространена слабо. Она представлена дайками диабазовых порфиритов. По сравнению с нормативным составом диабазов в них несколько повышено содержание щелочей, что характерно для всех интрузивных пород кокдалинского комплекса (табл. 2).

Интрузивные массивы кокдалинского комплекса приурочены преимущественно к районам развития архарлинского, калмакэмельского и керегетасского вулканогенных комплексов. Очевидно, региональные разломы, контролировавшие зоны среднекарбонowego — нижнепермского вулканизма, определяли также положение нижнепермских (кокдалинских) интрузивных массивов. Обобщая данные по химизму пород кокдалинского комплекса (табл. 2), легко установить, что они являются производными субщелочной гранодиоритовой магмы. Такую же в общем петрохимическую специализацию имеют и среднекарбонные — нижнепермские вулканиты (калмакэмельские, керегетасские, архарлинские).

Четко выраженное линейное расположение массивов, развитие порфировидных структур, иногда линейных текстур течения, наличие субвулканических и даже эффузивных по облику разновидностей в краевых частях, большое количество шлировых выделений, слабая переработка вмещающих пород свидетельствуют о том, что они по форме являются трещинными, а по глубине формирования — гипабиссальными. Учитывая общность петрохимического состава интрузивных пород и среднекарбонных — нижнепермских вулканитов, их приуроченность к единым тектоническим зонам, наличие среди интрузивных образований пород субвулканического облика (краевые и апикальные фации), гипабиссальность и приуроченность кокдалинских интрузий к трещинам, можно говорить о вулcano-плутонической сущности кокдалинского интрузивного комплекса, рассматривая его в качестве комагмата вулканитов среднекарбонного — нижнепермского времени. В отдельных случаях интрузивные породы участвуют и в строении общих вулcano-интрузивных структур.

Верхнепермский (ушобинский) интрузивный комплекс объединяет своеобразные контрастные интрузивные образования, отличающиеся пестрым и неустойчивым составом. Петрографические разновидности представлены преимущественно породами с повышенной щелочностью: сиенитами, сиенит-порфирами, граносиенит-порфирами, сиенито-диоритами, сиенит-диорит-порфиритами, трахиандезитовыми порфиритами и т. п.; реже встречаются слабощелочные нормальные диориты, граодиориты, андезитовые и базальтовые порфириты. Для комплекса характерно наличие наряду с полнокристаллическими разновидностями пород эффузивного облика с типичными порфировыми структурами, что говорит о небольшой глубине формирования интрузивных тел. Породы комплекса слагают большое количество малых, часто кольцевых, штокообразных и дайкообразных интрузивных тел, которые широко развиты в центральных частях синклиория. Присутствие пород эффузивного облика с порфировидными и порфировыми структурами, небольшие размеры интрузивных тел, а также обилие ксенолитов, эруптивных брекчий, директивных текстур течения сближают ушобинский комплекс с субвулканическими образованиями. Возраст комплекса установлен по прорыванию им вулканитов нижневерхнепермской кызылкинской свиты. Образования ушобинского

Химические анализы пород кокдалинского комплекса

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
4	47,58	1,12	18,61	4,53	6,16	н.о.	7,83	5,22	3,75	1,80	0,85	—	0,08	1,98	99,01
5	48,77	1,10	15,48	4,10	6,57	0,18	9,98	5,92	2,70	1,10	0,33	—	н.о.	3,12	99,35
6	53,88	1,32	16,13	3,88	4,78	0,13	6,14	4,09	3,54	2,60	0,55	—	н.о.	2,86	99,40
7	55,51	0,95	18,60	5,44	3,00	0,14	6,00	2,80	3,65	3,20	0,84	—	0,23	0,62	100,54
8	56,09	0,85	13,76	6,52	3,88	0,11	7,30	2,60	3,50	3,30	0,34	—	1,73	0,42	100,40
9	59,68	0,66	18,30	3,29	2,46	0,11	5,30	2,25	4,87	2,02	0,29	—	0,13	0,53	100,06
10	61,12	0,79	15,55	2,52	3,37	0,06	5,42	2,40	3,80	3,75	0,33	0,01	0,06	0,63	99,81
11	63,24	0,70	17,17	2,71	2,14	0,08	3,20	1,28	5,20	3,30	0,27	0,03	н.о.	1,32	100,64
12	63,91	0,56	15,94	2,08	2,20	0,11	3,61	1,56	4,25	3,87	0,28	0,03	0,12	0,49	99,44
13	65,40	0,64	14,70	2,67	1,99	н.о.	3,67	1,60	4,00	4,00	0,25	—	0,04	1,76	100,30
14	70,15	0,34	14,87	2,24	0,22	0,07	2,25	0,77	4,35	3,50	0,17	—	0,06	0,44	99,43
15	69,34	0,30	14,39	1,34	1,40	0,08	2,05	0,71	4,20	4,85	0,10	0,01	0,56	0,53	99,86
16	72,80	0,44	12,96	1,46	0,78	0,05	0,65	0,31	3,90	5,00	0,09	—	н.о.	0,48	99,30
17	63,93	0,52	14,46	1,88	0,69	0,05	1,64	0,83	4,14	6,30	0,14	0,01	н.о.	0,69	100,37
18	69,21	0,63	13,82	2,80	0,20	0,04	1,78	0,98	3,90	4,75	0,17	—	1,39	0,56	100,23
19	66,40	0,44	14,20	0,10	3,10	0,13	2,07	1,19	4,70	4,50	0,11	—	0,08	1,98	99,05
20	65,10	0,70	16,44	2,10	1,85	н.о.	2,50	1,06	4,50	4,45	0,16	—	0,16	0,63	99,65
21	63,55	0,74	16,00	3,19	1,27	0,07	3,45	1,40	4,35	4,50	0,22	—	0,22	1,32	100,23
22	60,39	0,48	16,76	3,92	2,35	0,09	4,24	2,19	4,97	4,05	0,17	—	0,12	0,37	100,12

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и коэффициенты агпаитности

№ пробы	a	c	b	s	c'	m'	f'	n	φ	t	Q	a/c	Na+K	
													Al	Al+K
4	11,7	7,6	22,1	58,6	12,3	43,2	44,5	76,1	18,8	1,7	-13,8	1,5	0,44	0,37
5	8,1	17,0	25,1	59,8	23,6	42,1	34,3	78,6	15,0	1,7	-3,6	1,2	0,37	0,3
6	12,0	5,3	17,7	65,0	14,5	41,0	44,5	66,9	16,9	1,7	0,7	2,3	0,53	0,43
7	13,2	5,1	15,3	66,4	16,2	32,0	51,8	63,4	31,5	1,3	1,3	2,6	0,5	0,4
8	12,4	3,0	19,8	64,8	30,0	22,5	47,5	61,5	28,4	1,1	4,8	4,1	0,68	0,56
9	13,9	5,5	9,7	70,9	21,9	30,9	47,2	78,7	22,9	0,8	8,5	2,5	0,56	0,5
10	13,7	3,6	12,5	69,5	24,0	32,2	43,8	60,7	17,5	0,9	8,7	3,8	0,69	0,54
11	16,4	3,4	7,2	73,0	6,7	30,8	62,5	70,6	32,7	0,8	9,8	4,8	0,76	0,63
12	15,0	3,3	9,7	73,0	14,3	33,9	51,8	63,3	23,2	0,7	12,6	14,3	0,69	0,58
13	14,4	2,6	8,8	74,2	21,9	30,9	47,2	60,8	25,8	0,8	17,0	4,0	0,74	0,63
14	14,5	2,6	3,5	79,4	2,5	61,1	36,4	56,4	56,4	0,4	27,2	5,6	0,69	0,6
15	16,1	1,5	4,6	77,8	21,7	21,7	56,6	56,9	24,6	0,3	21,9	10,7	0,85	0,76
16	15,5	0,7	2,5	81,3	2,7	18,9	78,4	54,3	48,6	0,4	30,9	22,1	0,92	0,86
17	17,8	0,5	5,2	76,5	26,9	26,9	46,2	50,0	29,4	0,5	16,9	35,5	0,95	0,8
18	15,2	1,4	6,1	77,3	10,8	48,4	40,8	55,5	37,0	0,8	22,8	10,9	0,84	0,74
19	16,9	1,0	6,7	75,4	23,4	29,8	46,8	61,2	43,1	0,5	16,0	16,9	0,82	0,83
20	16,5	2,90	5,6	75,0	5,0	32,0	63,0	60,6	31,6	0,9	14,1	5,7	0,74	0,64
21	16,2	2,60	7,9	73,3	19,6	30,6	49,8	49,2	34,7	0,9	11,6	6,2	0,75	0,64
22	15,9	3,7	9,1	71,3	27,0	41,9	31,1	71,3	28,3	0,6	7,1	4,3	0,75	0,67
I фаза													0,59	0,49
II фаза													0,83	0,74
III фаза													0,80	0,70
Усредненное													0,69	0,58

Примечание. I фаза: 4 — кварцсодержащее авгит-роговообманковое габбро, Кокдалинский массив; 5 — кварцсодержащий биотит-авгит-роговообманковый габбро-диорит, Каскабулакский массив; 6 — биотит-авгит-роговообманковый габбро-диорит, Каскабулакский массив; 7, 8 — биотит-роговообманковые диориты, Кокдалинский массив; 9 — биотит-роговообманковый кварцевый диорит, Кокдалинский массив; 10 — роговообманково-биотитовый кварцевый диорит, Кумжалский массив; 11 — роговообманково-биотитовый гранодиорит, Кокдамбакский массив; 12 — био-

комплекса рвутся дайками и небольшими телами кукентайского и баканасского комплексов.

Ушобинский интрузивный комплекс сложный, многоимпульсный; выделены две фазы, состоящие из многих фацialsных разновидностей. К I фазе отнесены диориты, гранодиориты, граносиениты, диоритовые, андезитовые и трахиандезитовые порфириды, сиенито-диориты, сиенито-диорит-порфириды, сиениты и сиенит-порфиры, ко II фазе — монзонит-порфириды, реже сиенито-диориты, базальтовые и трахибазальтовые порфириды. Интрузивные образования одной фазы обычно связаны взаимными переходами, происходящими на коротких (5—10 м) расстояниях. Иногда наблюдаются и рвущие взаимоотношения (в том числе и дайками) в объеме единой фазы, что говорит о наличии дополнительных подфаз. Большинство интрузивных тел представлено штокообразными и трещинными телами. Их площадь обычно не превышает 4—6 км². Контакты резкие, крутые. Контактные изменения обычно выражены тонкими корочками закалки, однако локально проявлен и послемагматический авто- и алломатоматоз (альбитизация, калишпатизация, серицитизация и образование вторичных кварцитов). Калишпатизация местами захватывала значительные участки (севернее гор Улькен-Куйкентай, в районе горы Ушоба и др.) как в пределах самих тел, так и во вмещающих породах.

К юго-западу от горы Жиланды расположены две небольшие (500×250 м²) кольцевые интрузии, секущие породы нижней перми. Центральная часть первой из них сложена красновато-серыми среднезернистыми гранодиоритами, которые к периферии постепенно сменяются зеленовато-серыми диоритами. Следующее к периферии кольцо слагают темно-серые диоритовые (ощелоченные) порфириды с четко выраженной директивной текстурой течения. Внешнее кольцо образовано желтовато-красными сиенито-диорит-порфиридами. Все разновидности имеют в этом интрузивном теле рвущие взаимоотношения, причем производные более ранних импульсов расположены ближе к центру. Контакты их между собой и с вмещающими породами крутые, со слабым наклоном к центру. Второе кольцевое тело имеет в общем такое же строение (от центра к периферии — диориты, сиенит-диориты, сиениты), но здесь нет четких рвущих взаимоотношений; отмечены постепенные переходы, проявляющиеся на коротких (3—5 м) расстояниях.

В районе родника Шарык расположена сложно построенная Кайдинская кольцевая интрузия, которая прорывает вулканы среднего — верхнего карбона. Периферические части массива сложены породами I фазы, причем от контактов к центру последовательно и постепенно сменяют друг друга: а) зеленые трахиандезитовые порфириды со следами директивной текстуры течения, плоскости которой субпараллельны контакту массива и падают к центру под углами от 30 до 70°; б) зеленовато-красные сиенит-диорит-порфириды и зеленовато-бурые среднезернистые порфировидные сиениты. На контакте

тит-роговообманковый гранодиорит, Кумжалский массив; 13 — биотит-роговообманковый гранодиорит, Кокдалинский массив.

II фаза: 14 — биотитовый гранит, Кокдалинский массив; 15, 17 — роговообманково-биотитовый гранит, Кумжалский массив; 16 — биотитовый гранит, Каскабулакский массив; 15, 16, 17 — граниты, измененные калиевым метасоматозом (под влиянием аляскитовых гранитов).

III фаза: Кокдалинский массив: 18 — биотит-роговообманковый граносиенит; 19 — биотит-роговообманковый кварцевый сиенит; 20, 21 — роговообманковые кварцевые сиениты; 22 — авгит-роговообманковый сиенит.

с вмещающими породами развиты эруптивные брекчии, обломки которых (остроугольные, размером 15—30 см, иногда до 1 м) представлены вулканитами среднего — верхнего карбона и гранитоидами кокдалинского комплекса, а «цемент» — трахиандезитовыми порфиритами. Центральная часть массива сложена зелеными щелочными базальтовыми порфиритами, переходящими в монцонит-порфиры. Здесь же наблюдается большое количество ксенолитов пород I фазы (трахиандезитовых порфиритов, сиенит-диорит-порфиритов и т. п.), к контактам которых с монцонитоидами II фазы приурочены зоны эруптивных брекчий шириной до 1,5—3 м.

Среди пород I фазы ушобинского комплекса преобладают сиенит-порфиры. Для них характерны трахитовые структуры и порфировые выделения олигоклаза, олигоклаз-андезина, иногда калишпата; изредка наблюдаются вкрапленники роговой обманки. Трахиандезитовые порфиры содержат в порфировых выделениях андезит и роговую обманку (мелкие вкрапленники). Основная масса — калишпат-плагноклазовый агрегат пилотаксито-трахитовой структуры с мелкими рассеянными кристаллами роговой обманки, биотита и акцессорных. Сиенит-диорит-порфиры от трахиандезитовых порфиритов отличаются только текстурно-структурными особенностями (интрузивным обликом). Минералогический и петрографический состав слабощелочных пород (диорит-порфиритов, диоритов, гранодиоритов, андезитовых порфиритов) несколько отличается от типовых присутствием небольших количеств калишпата в порфировых выделениях или в основной массе. Таким образом, состав пород I фазы меняется от нормальных андезитовых порфиритов и диоритов до сиенитов; промежуточным звеном являются трахиандезитовые порфиры и сиенит-диорит-порфиры. Для всех пород характерны в той или иной степени повышенная щелочность и довольно высокие содержания кремнезема.

Многоимпульсное формирование пород I фазы подчеркивается большим количеством связанных с ними даек. Они внедрялись в следующей последовательности*: трахидацитовые порфиры, трахиандезитовые порфиры и сиенит-диорит-порфиры. Дайки трахидацитовых порфиритов весьма редкие, имеют небольшую мощность (до 1 м), крутое падение, субмеридиональное и северо-западное простирание. Они прослежены на расстояние до 1—1,5 км. Трахиандезитовые (биотит-роговообманковые) порфиры слагают субмеридиональные — северо-восточные дайки мощностью до 3 м, длиной не более 0,5—0,7 км. Развиты они очень широко. Реже встречаются дайки зеленовато-бурых роговообманковых сиенит-диорит-порфиритов, вытянутые в северо-западном направлении на расстояние до 0,5—1 км при мощности 3—5 м. Центральные части некоторых мощных даек сложены порфировидными сиенит-диоритами. Дайки приурочены к вмещающим породам вблизи массивов ушобинского комплекса.

Породы II фазы распространены меньше. Они имеют разнообразный субщелочной базальтоидный состав. Чаще всего встречающиеся монцонит-порфиры обладают монцонитовой структурой основной массы; порфировые выделения представлены лабрадором, изредка калишпатом и авгитом. Субщелочные базальтовые порфиры, слагающие краевые части интрузивных тел и связанные переходами с монцонит-порфирами, отличаются от последних в основном эффузивным обликом.

* Наиболее четко взаимоотношения даек установлены в районе родника Жай-даку.

Дайки II фазы немногочисленны и развиты вблизи монцонитоидных массивов ушобинского комплекса. Они сложены авгит-роговообманковыми сиенито-диоритами, реже — монцонит-порфиритами, а также субщелочными диоритовыми порфиритами. Некоторые дайки имеют зональное строение: в их центральных частях находятся крупнопорфировые монцонит-порфириды или сиенито-диориты, а в краевых — мелкопорфировые сиенит-диорит-порфириды или реже субщелочные диоритовые порфириды. Простирание даек чаще субширотное, мощность 5—7 м.

По своему химизму (табл. 3) интрузивные образования ушобинского комплекса относятся к насыщенным кремнеземом, богатым щелочами породам, являющимся производными (по П. Ниггли) монцонит-сиенитовой магмы.

Дайковая серия (фаза) ушобинского комплекса представлена трахиандезитовыми порфиритами и сиенит-порфирами. Дайки первых локализованы в зонах разломов северо-восточного простирания и прослеживаются на расстояние 2—3 км при мощности 3—5 м. Дайки сиенит-порфиров преимущественно субширотные. В отличие от материнских пород ушобинского комплекса породы дайковой серии более лейкократовые, содержат меньше биотита и роговой обманки и больше калиевых минералов.

Массивы ушобинского комплекса приурочены к зоне активного вулканизма конца нижней — начала верхней перми, расположенной в центральных частях Баканасского синклинория и контролировавшейся субширотными и северо-западными региональными разломами. Текстурно-структурные особенности (порфировидные и порфировые структуры, директивные тектуры течения, эффузивный облик), отсутствие ассимиляции, малые размеры интрузивных тел и т. п. указывают на небольшую глубину формирования последних. Ушобинский интрузивный комплекс, безусловно, вулканоплутонический. Он является глубинным аналогом ниже-верхнепермских вулканогенных образований (кызылкинского комплекса) и составляет вместе с ними единую комагматическую ассоциацию. На это указывает не только единство районов распространения, но и одинаковая петрохимическая характеристика* (в ряде случаев — тождественный петрографический состав), небольшая глубина формирования, переходы от интрузивных пород к субвулканическим, участие интрузивных образований в строении отдельных вулканических аппаратов и т. д.

Верхнепермский (кукентайский) интрузивный комплекс развит на небольших площадях. Его тела приурочены к осевой части Баканасского синклинория, т. е. к тем районам, где расположены позднепермские зоны активного вулканизма. Кукентайский комплекс наиболее молодой (за исключением баканасского) среди верхнепалеозойских. Он прорывает все известные стратифицированные вулканогенные образования. Комплекс слагают два сравнительно крупных сближенных интрузивных массива: Улькен-Кукентайский и Кызылтасский (южная часть гор Кызылтас). Массивы сформировались в две фазы: в раннюю внедрились щелочные граниты (с эгирином и рибекитом), слагающие их большую часть, в позднюю — щелочные граносиениты.

Улькен-Кукентайский массив вытянут широтно на 8—10 км при ширине 1,5—3,5 км. На севере он прорывает субвулканические верхнепермские образования (сейриктауский вулканогенный комплекс) и

* Все образования кызылкинского вулканогенного комплекса являются производными сиенит-трахитовой или сиенит-монцонит-трахитовой магмы.

Химический состав пород ушобинского комплекса

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	П.л.п	Сумма
23	58,79	0,94	16,65	2,74	3,17	0,08	3,93	2,22	2,22	4,0	0,45	0,02	н.о.	1,64	99,40
24	58,91	0,91	16,93	3,08	3,28	0,03	4,83	2,18	4,0	3,05	0,24	0,02	0,26	2,40	100,12
25	59,64	0,57	17,14	1,65	3,28	0,07	3,53	2,12	6,70	1,65	0,18	0,02	н.о.	3,0	99,55
26	61,88	0,12	16,44	1,86	3,65	н.о.	3,74	2,29	4,75	2,20	0,22	н.о.	0,01	2,64	99,80
27	63,18	0,85	16,23	2,70	2,15	н.о.	3,42	1,30	4,80	3,70	0,15	0,04	н.о.	1,18	99,50
28	65,35	0,88	15,81	4,05	0,15	0,11	1,52	0,95	4,80	4,35	0,21	0,03	0,39	1,0	99,60
29	66,69	0,60	14,74	1,77	1,45	н.о.	2,26	0,77	4,80	4,90	0,05	0,02	н.о.	1,62	99,67
30	59,44	0,13	16,58	3,10	2,97	н.о.	5,30	2,49	3,80	3,00	0,29	н.о.	0,10	2,38	99,58
31	56,00	1,10	16,85	1,89	6,55	0,17	7,01	2,67	4,0	2,20	0,36	—	0,12	0,56	99,43
32	55,90	0,91	16,41	3,03	3,28	0,08	5,59	3,70	3,75	2,90	0,30	0,02	н.о.	3,03	99,35
33	53,99	1,12	16,29	4,01	4,48	0,1	6,2	4,11	3,75	2,65	0,32	0,03	н.о.	2,75	99,34

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и коэффициенты агпаитности

№ п. пробы	a	c	b	s	c'	m'	f'	n	t	φ	Q	a/c	Na+K Al	Na Al+K
23	16,6	3,1	11,1	69,1	15,7	34,6	49,7	64,7	1,1	21,4	2,0	5,4	0,47	0,28
24	13,8	4,8	11,2	70,2	11,4	34,2	54,4	66,6	1,1	24,0	8,0	2,8	0,6	0,5
25	17,5	3,0	9,8	69,7	14,2	37,6	48,4	86,0	0,7	14,2	1,4	5,8	0,78	0,74
26	14,0	4,3	9,7	72,3	3,6	41,9	54,6	76,8	0,1	17,1	12,3	3,2	0,82	0,56
27	16,0	3,0	7,6	73,4	12,8	58,1	29,1	64,4	1,0	31,8	11,8	5,3	0,73	0,64
28	16,9	1,8	6,0	75,3	14,2	37,1	48,2	62,3	1,0	53,6	15,0	9,4	0,8	0,7
29	17,5	1,0	5,8	75,7	28,8	20,0	51,2	60,0	0,8	25,6	11,8	5,3	0,89	0,83
30	13,1	5,0	11,7	70,2	15,1	37,6	47,8	65,5	0,1	22,8	9,2	2,6	0,57	0,47
31	12,3	5,4	16,1	66,2	20,4	28,7	50,9	73,9	1,5	10,4	2,4	2,3	0,53	0,46
32	13,0	5,0	15,5	66,5	19,3	42,2	38,8	66,2	1,1	14,6	2,0	2,6	0,57	0,48
33	11,7	5,6	15,7	70,0	19,2	41,2	39,6	65,4	1,5	20,2	6,0	2,1	0,51	0,47
I фаза													0,68	0,6
II фаза													0,55	0,45
Усредненное													0,63	0,53

Примечание. Кояндынский массив. I фаза: 23, 28 — биотит-роговообманковые сиенит-порфиры; 24, 29 — биотит-роговообманковые трахиадезитовые порфиры; 26, 27 — авгит-роговообманковые трахиадезитовые порфиры; 25 — альбитизированные роговообманковые сиенит-диорит-порфиры; II фаза: 30, 31, 32, 33 — авгитовые монзонит-порфиры.

интрузивные породы ушобинского комплекса, на юге по разлому контактирует с базальтоидами курайлинского верхнепермского вулканогенного комплекса. Массив построен резко асимметрично: его южный контакт падает субвертикально с некоторым наклоном на север (под интрузию), падение северного контакта пологое (15—20°) к северу. От северного контакта во вмещающие породы отходят силлоподобные апофизы мощностью от 5 до 80 м. В целом Улькен-Кукентайский массив представляет крупный асимметричный лакколит, вскрытый на глубину не более 50—100 м.

Кызылтасский массив в плане округлый, слабо вытянут в запад-северо-западном направлении и занимает площадь около 1600 км². Однако интрузивные образования кукентайского комплекса слагают только его южную половину; на севере развиты послеверхнепермские аляскитовые граниты, прорывающие щелочные граниты. На западе щелочные гранитоиды Кызылтасского массива по разлому контактируют с туфами и игнимбритами среднего — верхнего карбона, а на юге:

и востоке прорывают субвулканические порфиры верхней перми. Южный и восточный контакты массива падают в сторону вмещающих пород под углами 60—75°.

Эндоконтактовые и апикальные части Улькен-Кукентайского и Кызылтасского массивов, а также отдельные мелкие штокообразные тела обычно слагают мелкозернистые порфировидные разности щелочных гранитов или щелочные гранит-порфиры, вплоть до щелочных липарит-дацитовых порфиров. В южной части Кызылтасского массива, где массив прорывает верхнепермские субвулканические порфиры, в контакте находится краевая оторочка (шириной до 1,5—3 м) пегматоидных пород, состоящая из гигантских кристаллов (до 5—6 см) калишпата, кварца и щелочного пироксена. Вторичные изменения вмещающих пород в зонах экзоконтакта зависят в первую очередь от их первичного состава: монцонит-порфириты, трахиандезитовые порфириты и частично базальтоиды интенсивно калишпатизируются; окварцевание характерно для кислых вулканитов и туфопесчаников; последние, кроме того, иногда ороговиковываются (биотитовые роговики). Ширина зон экзоконтактовых изменений зависит от крутизны интрузивных контактов. На юге Кызылтасского массива (контакт падает в сторону вмещающих пород под углами 60—75°) она не превышает 300—400 м. Еще меньше ее ширина на юге Улькен-Кукентайского массива, где контакт падает под интрузивные породы. В северном контакте Улькен-Кукентайского массива, который падает под углами 15—20° под вмещающие породы, ширина зоны изменения достигает 2—3,5 км. Окварцеванию и калишпатизации в той или иной степени подверглись все породы, образующие перемычку между Улькен-Кукентайским и Кызылтасским массивами и, возможно, скрывающие не вскрытую часть плутона.

Автометасоматоз щелочных гранитов выразился в локальной деанортитизации и образовании свободного альбита. При этом количество натрия в гранитах резко возрастает (в неизмененных щелочных гранитах соотношение натрия и калия примерно 1:1). Характерна и анортоклазитизация (соотношение калия и натрия в этом случае равно 4:1 или 5:1). Анортоклазитизированные щелочные граниты обычно образуют изометричные участки размером до нескольких сотен квадратных метров. Более широко в интрузивных образованиях этого комплекса проявились послемагматические гидротермальные процессы. С ними связано образование маломощных кварцевых, кварц-флюоритовых и флюоритовых жил. Во время послемагматических гидротермальных процессов приносились молибден и редкоземельные элементы.

Породы I фазы кукентайского комплекса, несмотря на кажущееся однообразие, имеют пестрый состав. Щелочные амфиболы и пироксены, биотит, роговая обманка и кварц находятся в различных соотношениях; структуры и текстуры сильно варьируют. Тем не менее все они относятся к группе щелочных гранитов. Среди щелочных гранитов I фазы выделяются три основные разновидности: 1) сиреневые эгирин-рибекитовые, 2) розовые щелочные биотитовые и 3) красные щелочные биотит-роговообманковые граниты. Порфировидные структуры каждой из них меняются от крупно- до мелкозернистой. Все разновидности постепенно переходят одна в другую; для них характерны гипидиоморфнозернистые, гранитовые, местами гранулитовые и микропегматитовые структуры. Среди крупно- и среднезернистых эгирин-рибекитовых гранитов встречаются мелкозернистые разности того же состава, имеющие четкие, резкие контакты (в отличие от мелкозернистых гранитов краевых и апикальных частей) и относи-

мые к дополнительной подфазе. Как правило, мелкозернистые щелочные граниты образуют трещинные тела мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 м и приурочены к трещинам первичной отдельности. Весьма часто они располагаются субгоризонтально или слабо наклонно. На западной оконечности Улькен-Кукентайского массива тонко чередующиеся пологолежащие (8—10°) «слои» крупнозернистых (мощность «слоев» 1,5—3 м) и мелкозернистых (мощность «слоев» 0,3—0,5 м) эгирин-рибекитовых гранитов образуют своеобразный «слоеный пирог».

Дайки, связанные с I фазой, развиты широко как среди гранитов, так и во вмещающих породах и представлены: 1) щелочными микрогранитами и гранит-порфирами и 2) кварцевыми порфирами. Дайки первой группы субширотные, мощностью до 5—10 м, длиной в несколько сотен метров. Для них характерна красная и сиреневая окраска. В субмеридиональном — северо-западном направлении они секутся маломощными (до 1 м) дайками светло-сиреневых и светло-красных щелочных кварцевых порфиров.

Породы II фазы кукентайского комплекса образуют среди гранитов I фазы небольшие овальные или широтно вытянутые тела мелко- и среднезернистых щелочных граносиенитов и граносиенит-порфиров. Эти породы обладают порфировидной или порфировой призматически-зернистой до трахитоидной структурами. Щелочной амфибол в них почти полностью замещен эпидотом. Контакты пород II фазы со щелочными гранитами повсеместно четкие, рвущие, крутопадающие (субвертикальные). Изменений в экзо- и эндоконтактах не наблюдается. Породы II фазы распространены исключительно в Кызылтаском массиве. Со II фазой связаны дайки граносиенит-порфиров и пересекающие их дайки сиенит-порфиров. Первые имеют субширотное простирание и мощность 0,5—3 м. По простиранию дайки породы сильно меняются как по составу, так и по структуре. Сиениты неоднократно сменяются граносиенитами, причем последние часто слагают эндоконтакты. Темноцветные в них представлены нацело хлоритизированным амфиболом. Дайки сиенит-порфиров имеют мощность до 3—5 м, субмеридиональное или северо-восточное простирание и протяженность до 2—3 км.

Дайковая серия (фаза) кукентайского комплекса представлена гранит-порфирами и кварцевыми порфирами. Дайки пересекают как интрузивные массивы, так и в большем количестве вмещающие породы. Они имеют северо-западное или субширотное простирание и часто пересекаются. Длина даек 1—2 км, мощность 1—1,5 м.

Все породы кукентайского интрузивного комплекса пересыщены кремнеземом, богаты щелочами и являются производными щелочной гранитовой магмы (табл. 4).

Вулкано-плутоническая сущность кукентайского комплекса, его теснейшая парагенетическая связь с верхнепермским сейриктауским вулканогенным комплексом, глубинным аналогом которого он является, и принадлежность к единой комагматической ассоциации не вызывают сомнения. Они приурочены к одним и тем же тектоническим структурам, имеют одинаковый петрохимический, а в ряде случаев и петрографический (щелочные липарит-дацитовые порфиры) состав. Кызылтасский массив может рассматриваться как диапир-плутон крупной кольцевой вулкано-купольной структуры.

Постверхнепермский (баканасский) интрузивный комплекс объединяет массивы однородных аляскитовых гранитов, являющихся наиболее поздними магматическими образованиями. На правобережье р. Баканас расположены Карашокинский, Кайнарский, Жай-

Химический состав пород кукентайского комплекса

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П. л. п.	H ₂ O	Сумма
34	72,20	0,48	10,87	4,03	0,25	0,12	0,68	0,67	5,3	4,9	0,03	0,01	0,59	н.о.	100,18
35	73,42	0,47	11,21	3,03	0,33	0,08	0,71	0,37	4,5	5,0	0,09	0,01	0,39	н.о.	99,61
36	68,46	0,45	14,53	1,78	0,86	0,04	1,38	0,41	4,8	6,3	0,13	0,02	0,43	н.о.	99,59
37	63,04	0,39	11,47	3,84	0,99	0,33	2,23	1,04	4,55	4,15	0,19	0,08	1,96	0,03	99,71
38	74,37	0,33	11,19	2,30	0,37	0,15	1,0	0,35	3,90	4,45	0,05	0,05	0,76	0,25	99,52
39	75,43	0,35	11,14	1,82	0,63	0,13	0,73	0,25	4,10	4,57	0,03	0,03	0,55	0,11	99,87
40	72,56	0,76	12,70	2,17	0,33	0,16	1,30	0,30	4,20	4,60	0,10	—	0,30	0,02	100,50
41	72,25	0,77	11,78	2,28	1,22	0,19	1,22	0,61	4,25	4,50	0,09	—	0,50	0,18	99,79
42	72,88	0,55	11,65	2,43	0,62	0,23	0,33	0,51	5,0	4,82	0,04	—	0,27	0,35	99,78
43	76,23	0,44	9,78	2,59	0,68	0,23	0,51	0,51	4,30	4,45	0,03	—	0,54	0,24	100,53
44	73,93	0,77	10,04	3,05	0,45	0,36	0,82	0,72	4,80	3,60	0,07	—	0,72	0,20	99,53
45	73,84	0,44	9,93	3,34	0,48	0,13	0,68	0,65	4,70	4,60	0,02	—	0,69	0,20	99,61
46	74,22	0,55	11,62	3,08	0,33	0,10	0,87	0,26	3,80	4,40	0,05	—	0,25	0,05	99,58
47	71,40	0,66	12,75	2,05	0,82	0,11	1,51	0,92	4,0	4,60	0,14	—	0,42	0,13	99,47
48	68,71	0,55	13,35	2,54	1,28	0,07	1,48	1,02	4,90	4,95	0,19	—	0,54	н.о.	99,38
49	64,89	0,70	14,76	3,15	1,26	0,07	1,82	1,48	5,20	5,50	0,22	—	1,16	н.о.	100,21
50	66,85	0,60	14,54	0,82	2,70	0,05	1,88	1,02	6,0	4,80	0,16	—	0,98	н.о.	100,20
51	64,13	1,10	13,66	2,53	2,54	0,19	3,32	1,82	4,77	3,65	0,53	—	0,97	0,11	99,32
52	75,83	0,35	10,42	3,74	0,29	0,05	1,02	0,74	7,0	0,20	0,05	—	0,58	н.о.	99,67
53	72,30	0,57	12,26	2,83	0,26	0,07	1,14	0,90	7,92	0,45	0,07	—	0,76	н.о.	99,53

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и коэффициенты агпаитности

№ пробы	a	c	b	s	a'	c'	π'	f'	φ	t	n	Q	a/c	Na+K Al	Na Al+K
34	14,1	3,7	2,3	79,4	—	38,2	47,1	14,7	0	0,5	51,2	27,4	3,8	1,29	1,56
35	14,6	2,1	2,1	81,2	—	40,6	28,1	31,3	15,6	0,5	51,8	31,1	7,0	1,14	1,28
36	19,2	0,1	4,5	76,2	—	34,4	15,0	50,6	32,8	0,4	56,9	13,9	1,72	1,00	1,00
37	15,1	0,7	7,7	76,5	—	34,8	22,6	42,6	32,2	1,0	60,4	22,1	12,6	1,08	1,08
38	14,4	0,1	4,0	81,5	—	29,5	14,8	55,7	74,4	2,0	56,8	34,2	1,44	1,00	1,00
39	14,3	0,7	2,6	82,4	—	31,7	14,6	58,7	29,2	0,4	55,7	35,5	20,4	1,04	1,08
40	15,2	0,6	4,9	79,3	—	20,0	26,7	56,6	36,0	0,8	58,1	27,6	2,53	0,98	0,89
41	15,1	0,1	5,4	79,4	—	25,3	18,1	56,6	33,7	0,8	59,3	28,5	15,1	1,00	1,00
42	15,1	2,3	1,9	80,5	—	25,9	44,4	29,7	0	0,6	70,7	28,9	6,6	11,8	1,28
43	12,5	2,7	1,6	83,2	—	36,0	48,0	16,0	0	0,4	49,5	38,7	4,6	1,22	1,44
44	13,0	2,2	3,1	81,7	—	29,2	35,4	35,4	10,4	0,8	78,2	35,2	5,9	1,17	1,27
45	12,9	0,2	5,1	81,8	—	16,9	20,8	62,3	50,6	0,4	51,3	37,6	64,5	1,3	1,58
46	11,5	1,0	5,7	81,8	31,2	—	7,8	61,0	49,4	0,6	46,0	39,6	11,5	0,94	0,91
47	15,1	0,7	5,0	79,2	—	21,1	30,3	48,6	39,2	0,8	57,0	27,5	21,6	0,91	0,8
48	17,3	0,1	6,5	76,1	—	27,6	25,5	46,9	30,6	0,6	59,8	17,5	17,3	1,00	1,01
49	19,4	2,0	8,5	74,5	—	23,4	29,8	46,8	31,5	0,9	59,2	8,8	9,7	0,98	0,97
50	18,8	0,7	6,4	74,0	—	35,1	27,8	39,1	0	0,7	64,2	—2,8	26,8	1,04	1,06
51	15,5	1,3	10,4	72,8	—	25,8	29,0	45,2	20,6	1,3	66,5	13,3	11,9	0,86	0,81
52	13,2	1,7	4,0	81,1	—	29,0	29,0	42,0	33,9	0,4	98,0	34,1	7,8	1,12	1,13
53	15,7	1,4	4,0	78,9	—	32,8	36,1	31,1	22,9	0,6	96,3	25,0	12,1	1,09	1,09

I фаза	1,24	1,12
II фаза	0,96	0,94
Усредненное	1,04	1,07

Примечание. I фаза: южная часть Кызылтасского массива: 34, 35, 38, 39 — эгирин-рибекитовые микрограниты; 36, 37 — эгирин-рибекитовые гранит-порфиры; 40, 41 — среднезернистые биотитовые щелочные граниты; Улькен-Кукентайский массив: 42, 44, 45 — среднезернистые эгирин-рибекитовые граниты; 43 — эгирин-рибекитовый микрогранит; Кызылтасский массив: 46 — биотитовый щелочной гранит; 47 — роговообманковый щелочной гранит; 48 — эгирин-рибекитовый гранит; 53, 52 — альбитизированные эгирин-рибекитовые граниты.

II фаза: 49, 50, 51 — щелочные граносиенит-порфиры, Кызылтасский массив.

дакский, Кызылтасский (северная часть), Кумжалский крупные массивы и несколько небольших тел. Они приурочены преимущественно к центральным частям вулканической области и хотя явно не тяготеют к какой-либо зоне верхнепалеозойского вулканизма, чаще встречаются в районах развития ниже- и верхнепермских эффузивных и интрузивных образований. Нередко аляскитовые граниты совместно с породами других интрузивных комплексов слагают единые массивы (например, Кызылтасский, Кумжалский и др.) или небольшими телами прорывают ранее сформированные интрузивные массивы. Местами мелкие штоко- и дайкообразные тела, сложенные мелкозернистыми аляскитовыми гранитами, приурочены к контактам кокдалинских гранитоидов с вмещающими породами (например, на южном и северном контактах Кокдалинской и Кумжалской интрузий), образуя четковидные цепочки. В целом интрузивные массивы баканасского комплекса сосредоточены в субширотной полосе, что соответствует общему структурному плану тектоно-магматических верхнепалеозойских процессов. Возраст баканасского комплекса определяется условно как послепозднепермский. Нижняя граница четко установлена по прорыванию наиболее молодых образований верхнего палеозоя — щелочных гранитов кукентайского комплекса, возраст которых считается верхнепермским.

Большинство массивов баканасского комплекса может быть отнесено к группе батолитов. Они имеют изометричные, часто вытянутые субширотно очертания со сложными изрезанно-фестончатыми контактами, падающими под углами 40—50° к сторону вмещающих пород. Это указывает на значительное увеличение размеров интрузивных тел на глубине, что подтверждается геофизическими методами и большим количеством расположенных вокруг массивов сателлитов и небольших штоков, представляющих апикальные части еще не вскрытых эрозией крупных плутонов. От крутизны падения контактов и глубины эрозионного среза зависит ширина экзо- и эндоконтактовых ореолов. Вмещающие породы ороговикованы, слабо фельдшпатитизированы, в некоторых случаях гранитизированы. Ширина ореола изменения иногда достигает первых километров. В экзоконтактах слабо вскрытых интрузивов (Кайнарский массив) изобилуют апофизы, которые, постепенно сужаясь, переходят в дайкообразные тела.

Эндоконтактовые изменения, которые лучше всего видны в относительно глубоко вскрытых массивах (Жайдакский, Кумжалский), сказались в образовании мелкозернистых порфировидных аляскитовых гранитов, а в контакте с гранитоидами кокдалинского комплекса — в некотором обогащении пород темноцветными (в основном роговой обманкой). Ширина эндоконтактовых зон обычно не превышает нескольких сотен метров. Автоматоматические изменения выразились в грейзенизации с привнесом висмута и фтора.

Интрузивные образования внедрились в одну фазу. В ней выделяется дополнительная подфаза, тождественная по составу, но отличающаяся величиной и типом зернистости, степенью порфировидности и т. п. Аляскитовые граниты главной фазы в зависимости от глубины эрозионного среза и положения относительно контактов имеют крупно-, средне- и мелкозернистые структуры. Крупно- и среднезернистые граниты слагают большую часть Жайдакского, Кызылтасского и Кумжалского массивов; мелкозернистые порфировидные разновидности преобладают в Карашокинском и Кайнарском. Плагиоклазы часто содержат мирмекитовые вроски, распространены графические сростания калишпата и кварца.

К дополнительной подфазе отнесены мелкозернистые аляскитовые граниты и гранит-порфиры, образующие мелкие (размером 0,05—0,5 км²) неправильные штоко- и дайкообразные тела среди пород главной фазы, которые они обычно прорывают. По минералогическому и петрохимическому составу граниты дополнительной подфазы аналогичны аляскитовым гранитам, отличаясь только текстурно-структурными признаками (характерна микропегматитовая структура) и повышенным количеством свободного кварца (до 35—40%, у гранитов главной фазы — 25—30%). В эндоконтактовом ореоле, ширина которого не превышает 10—15 см, они часто имеют микрозернистую порфировидную (мелкие вкрапленники полевого шпата и кварца) структуру. Нередко непосредственно в контакте находятся кварцевые прожилки мощностью 3—5 мм. Иногда рвущие взаимоотношения между породами главной и дополнительной подфаз выражены плохо или отсутствуют; наблюдаются как бы постепенные переходы, осуществляющиеся на расстояниях в 5—10 м.

Очень часто породы дополнительной подфазы слагают дайки, образующие в слабоскрытых эрозией массивах и окружающих их вмещающих породах обширные дайковые поля. На более глубоко эродированных участках их единицы. Обширное дайковое поле расположено в районе Карашокинского и Кайнарского массивов. Дайки здесь ориентированы субширотно, согласно вытянутости интрузивов и складок вмещающих пород и, продолжаясь в последних, как бы соединяют эти два массива, что подтверждает мнение о существовании на глубине в этом районе крупного широтно вытянутого, не вскрытого эрозией плутона. В большинстве случаев дайки образуют сближенные параллельные крутопадающие серии. Они имеют мощность до 1 м, ветвятся и соединяются друг с другом тонкими апофизами. Кроме того, встречаются одиночные дайки более правильной формы и большей мощности (до 10—15 м). Они часто расположены кулисно; изолированные кулисы имеют форму линз. Они выклиниваются постепенно, уменьшая мощность, или изредка образуют структуры типа «конского хвоста».

Дайковая серия (фаза), внедрившаяся по наложенной системе трещин, весьма разнообразна и широко распространена как в массивах, так и во вмещающих породах. Дайки внедрялись в следующей последовательности: 1) гранит-аплиты, 2) кварцевые порфиры, 3) диоритовые порфириты, 4) сиенит-порфиры и 5) диабазовые порфириты. Дайки гранит-аплитов особенно широко развиты в районе Кумжалской интрузии. Они имеют субширотное простирание, мощность до 3 м и длину более 500 м. Преобладают дайки кварцевых порфиров. Для них характерны субширотное простирание, значительная длина (до 10 км, в среднем 3—4 км) и мощность до 20 м (в среднем 5—10 м). Дайки диоритовых порфиритов распространены значительно меньше. Совместно с кварцевыми порфирами они часто образуют сложные дайки, причем кварцевые порфиры всегда слагают их центральные, а порфириты — зальбандовые части. При прослеживании таких даек по простиранию хорошо устанавливается пересечение кварцевых порфиров диоритовыми порфиритами. Мощность даек диоритовых порфиритов обычно не превышает 4—8 м при протяженности до 3 км. Как правило, они также субширотного простирания. Дайки сиенит-порфиров имеют мощность до 5 м и протягиваются широтно на расстояние до 2—3 км. Их часто сопровождают наиболее молодые дайки диабазовых порфиритов; совместно они образуют сложные тела. Дайки диабазовых порфиритов также обычно субширотны; они контролируются системой главных разломов района. Мощность их 1—5 м, длина 1—

2 км. Все дайки баканасского комплекса падают круто; контакты их с вмещающими породами ровные, прямолинейные и часто сопровождаются корочкой закалки.

Породы баканасского комплекса (табл. 5) относятся к пересыщенным кремнеземом, весьма богатым щелочами производным лейкогранитовой магмы.

Таблица 5

Химический состав пород баканасского комплекса

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
54	72,47	0,18	13,81	1,44	0,80	0,04	1,44	0,55	3,8	4,40	0,15	0,01	н.о.	0,74	99,83
55	74,76	0,21	12,67	1,02	0,33	0,02	0,62	0,26	3,9	5,10	0,08	0,01	н.о.	0,36	99,34
56	73,37	0,25	12,90	1,41	0,19	н.о.	1,01	0,20	4,20	5,00	0,03	—	н.о.	0,85	99,41
57	70,94	0,55	12,89	2,29	0,51	н.о.	1,69	0,63	4,15	4,95	0,05	—	н.о.	0,76	99,41
58	75,24	0,26	12,90	1,55	н.о.	0,03	0,52	0,21	3,10	5,50	—	—	н.о.	0,61	99,92
59	75,33	0,26	12,63	1,07	0,11	0,03	0,46	0,19	3,10	5,50	—	—	н.о.	1,63	99,7
60	76,35	0,33	11,45	1,24	0,28	0,05	1,22	0,78	3,30	4,35	0,03	—	н.о.	0,48	99,87
61	74,55	0,28	12,34	0,54	0,66	н.о.	1,02	0,28	3,45	5,25	0,40	0,07	0,32	0,65	100,01
62	74,00	0,21	12,55	0,52	0,98	0,01	0,30	2,48	3,60	4,90	0,03	0,03	н.о.	1,24	100,85
63	76,55	0,21	12,12	0,90	0,48	0,01	0,27	0,32	3,50	5,00	0,02	0,01	н.о.	0,37	99,76
64	75,26	0,25	12,17	0,92	0,34	н.о.	0,73	0,32	4,00	4,80	0,02	—	н.о.	1,18	99,99
65	70,96	0,29	14,07	1,24	0,80	0,07	0,99	0,45	3,85	5,80	0,11	0,16	н.о.	0,88	99,66
66	73,01	0,40	12,94	2,33	0,96	0,03	0,51	0,16	4,50	4,85	0,12	0,02	н.о.	0,54	100,37
67	71,42	0,13	14,21	0,80	0,98	н.о.	1,50	0,75	4,75	4,80	0,08	—	н.о.	0,65	100,07

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и коэффициенты агнаитности

№ пробы	a	c	b	s	a'	c'	m'	f'	φ	t	п	Q	a/c	K+Na Al	Na Al-K
54	13,8	1,7	7,2	77,4	61,6	—	12,5	25,9	16,1	0,2	56,5	25,4	8,1	0,8	0,83
55	15,4	0,5	1,7	82,3	—	11,5	23,1	65,4	46,2	0,2	53,8	33,4	30,8	0,87	0,55
56	16,2	0,3	2,6	80,9	—	33,9	12,9	53,2	46,1	0,2	56,2	26,5	54,0	0,96	0,94
57	15,8	0,3	4,2	79,7	—	31,6	21,0	47,4	36,4	0,2	56,0	27,5	52,6	0,95	0,9
58	14,2	0,6	2,7	82,5	39,8	—	12,8	47,4	46,7	0,2	46,0	36,0	23,7	0,86	0,73
59	14,3	0,5	2,2	83,0	46,3	—	8,2	45,5	40,8	0,2	46,0	36,9	28,6	0,9	0,76
60	12,9	0,8	3,1	83,2	—	17,0	40,4	42,6	31,9	0,3	53,3	41,8	16,1	0,88	0,80
61	15,1	0,5	2,2	82,2	—	33,3	21,2	45,5	21,2	0,3	51,5	33,7	32,0	0,94	0,89
62	14,1	0,3	6,2	79,4	16,5	—	62,9	20,6	5,2	0,2	51,7	30,3	47,0	0,9	0,81
63	13,7	0,2	5,6	80,5	22,7	—	7,9	69,4	19,1	0,3	51,3	33,4	67,5	0,91	0,85
64	15,2	0,2	2,3	82,3	—	28,0	22,3	39,7	35,3	0,3	56,0	34,0	76,0	1,0	0,95
65	17,3	1,1	2,9	82,7	—	9,5	26,2	64,3	35,7	0,3	50,0	25,7	15,7	0,9	0,82
66	16,3	0,1	3,5	80,1	—	13,2	7,5	79,3	54,7	0,4	58,6	27,5	16,3	1,0	0,98
67	16,9	0,8	3,7	78,6	—	27,7	33,2	39,1	17,9	0,1	60,0	22,6	21,0	0,92	0,87
Усредненное														0,91	0,84

Примечание. Главная интрузивная подфаза, среднезернистые порфировидные аляскитовые граниты: 54 — Кокдалинский массив; 55 — Кумжалский массив; 56, 57 — Жайдакский массив; мелкозернистые аляскитовые граниты: 58, 59 — Карошкинский массив. Дополнительная подфаза — мелкозернистые порфировидные аляскитовые граниты: 60 — Кумжалский массив; 61 — Кокдамбакский массив; 62 — кварцевый порфир, Кумжалский массив; 63 — аляскитовый микрогранит, Кумжалский массив. Сининтрузивные дайки аляскитовых гранит-порфиров: 64 — Жайдакский массив; 65, 66 — Кумжалский массив; 67 — Жайдакский массив.

Становление большинства интрузивных массивов комплекса происходило в гипабиссальных условиях, о чем свидетельствуют мелкозернистые и порфировидные структуры, зональность плагиоклазов, большое количество ксенолитов и т. п. Приповерхностные и поверхностные магматические образования, которые по петрохимии, мине-

ралоогическому составу и структурному положению могли считаться непосредственно комагматами гранитов баканасского комплекса, отсутствуют. Однако формирование баканасских гранитов от закономерного развивающегося верхнепалеозойского магматизма оторвать нельзя. Об этом говорят грубая приуроченность гранитов баканасского комплекса к центральным частям верхнепалеозойской вулканической области, формирование совместных массивов с более ранними верхнепалеозойскими интрузивными образованиями, сходимость многих петрохимических признаков и т. п.

Сравнительная петрохимическая характеристика интрузивных пород. Петрохимические особенности интрузивных пород и эволюцию магмы во времени в некоторой степени иллюстрирует векторная диаграмма, построенная по методу А. Н. Заварицкого (рис. 2).

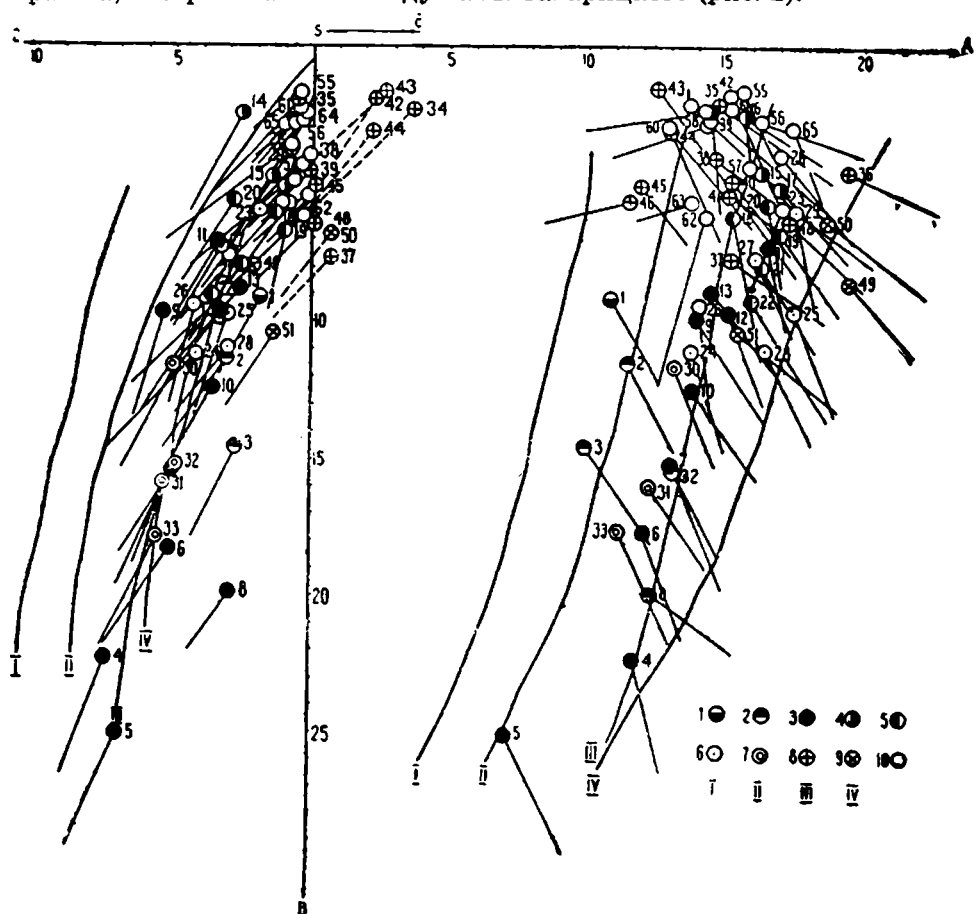


Рис. 2. Вариационные кривые интрузивных образований западной части Баганасского синклинали. 1—2 — музельский комплекс: 1 — I фаза, 2 — II фаза; 3—5 — кодалинский комплекс: 3 — I фаза, 4 — II фаза, 5 — III фаза; 6—7 — ушобинский комплекс: 6 — I фаза, 7 — II фаза; 8—9 — кукунтайский комплекс: 8 — I фаза, 9 — II фаза; 10 — баганасский комплекс; I—IV — вариационные линии: I — Пеле, II — Лассен-Пик, III — Сан-Франциско, IV — Этны.

I. Наиболее древние гранитоиды музельского комплекса являются производными нормальной гранодиоритовой (или кварцево-диоритовой) магмы, бедной щелочами ($Na/Al-K=0,46$) и с высоким значением параметра b (до 11,4—14,5). Поэтому фигуративные точки их расположены в нижней части проекции ASB между вариационными

линиями Пеле и Лассен-Пик, что указывает на повышенное содержание кальция. Эти петрохимические особенности резко отличают породы музбельского комплекса от более молодых интрузивных образований.

II. Интрузивным породам верхнепалеозойского (позднеорогенного) тектоно-магматического подэтапа присущи некоторые общие петрохимические черты.

а) Все они относятся к субщелочному ряду, а граниты баканасского комплекса, кроме того, — к породам, перенасыщенным глиноземом.

б) Все породы богаты алюмосиликатами, в связи с чем векторы их на проекции *BSA* удалены от оси *SB* и бедны анортитовой молекулой — приближены на проекции *BSC* к оси *BS*.

в) Векторы на проекции *BSA*, как правило, крутые, длинные и наклонены вправо, что указывает на преобладание магния над железом в цветной части породы и на значительное содержание неполевощпатовой извести. Исключение составляют граниты баканасского комплекса, векторы которых на этой проекции полого наклонены влево.

г) На проекции *BSC* векторы крутые, указывающие на преобладание натрия в силикатных минералах породы, т. е. на натровую специализацию магмы. Исключение составляют в какой-то степени щелочные граниты кукентайского комплекса, где натрия и калия находятся примерно в равных количествах, и гранитоиды баканасского, векторы которых, полого наклоненные влево на проекции *BSC*, указывают на преобладание калия над натрием.

III. Наибольшим параметром *a* обладают аляскитовые граниты баканасского комплекса, наименьшим — габброиды кокдалинского и ушобинского, поэтому их фигуративные точки на диаграмме занимают противоположные положения.

IV. Фигуративные точки химических составов пород кокдалинского комплекса на проекции *BSA* образуют три четко выраженные вариационные линии, соответствующие трем интрузивным фазам. Вариационная линия пород I фазы достаточно точно соответствует линии типа Сан-Франциско, характеризующейся высокой щелочностью. Фигуративные точки пород II фазы расположены между вариационными линиями типа Лассен-Пик и Этны, значительно приближаясь к линии типа Сан-Франциско. Вариационная линия пород III фазы расположена между линиями Этны и Сан-Франциско, несколько приближаясь к последней. Вариационные линии химических составов пород трех фаз кокдалинского комплекса, показывающие характер дифференциации магмы, расположены субпараллельно, с последовательным (от первой к третьей) смещением вправо, что указывает на постепенное обогащение щелочами и алюмосиликатами. В целом вариационные линии пород кокдалинского комплекса приближены к линии Сан-Франциско, что указывает на существенную щелочность исходной магмы, имевшей первичный субщелочной гранодиоритовый состав.

V. Фигуративные точки химических составов пород ушобинского комплекса на проекции *BSA* образуют две четко выраженные вариационные линии, приближенные к линии Сан-Франциско. Вариационная линия пород I фазы несколько смещена вправо, в сторону линии Этна, отличающейся более высокой щелочностью, а вариационная линия пород II фазы — влево, к линии Лассен-Пик. В целом обе линии характеризуют породы ушобинского комплекса как высокощелочные с повышенным содержанием кальция и подтверждают вывод о монцонит-сиенитовом составе исходной магмы.

VI. Фигуративные точки пород кукентайского комплекса концен-

трируются в верхней части проекции BSA и обнаруживают значительный разброс от линии Лассен-Пик до Этны, но в общем тяготеют к линии Сан-Франциско. Фигуративные точки II фазы образуют вариационную линию, приближенную к линии типа Этны, что указывает на высокую щелочность. В целом это высокощелочные и пересыщенные щелочами породы, с заметными количествами калия.

VII. Фигуративные точки пород баканасского комплекса образуют ряд, расположенный между линиями Лассен-Пик и Сан-Франциско, что определяется щелочным гранитным составом исходной магмы. На диаграмме хорошо видна калиевая специализация последней.

VIII. В целом для верхнепалеозойского (позднеорогенного) магматического подэтапа характерна относительно высокая щелочность первичной магмы и ее субщелочной гранодиоритовый или сиенит-диоритовый состав (вариационные линии всех комплексов и отдельных фаз в той или иной степени тяготеют к линии Сан-Франциско). Наблюдаются постепенное раскисление и смена щелочной натровой специализации на калиевую в ходе эволюции магмы. О повышенной щелочности первичной магмы говорит и высокая агпаитность пород (усредненная):

$$\frac{K+Na}{Al} = 0,69 - 1,04 \text{ при } \frac{Na}{Al-K} = (Na) = 0,58 - 1,07.$$

Высокая агпаитность щелочных гранитоидов ($Na = 1,07$) согласуется с появлением в них щелочных амфиболов и пироксенов, т. е. минералов с Na в катионной части, что возможно при преобладании щелочей над глиноземом. Коэффициенты агпаитности пород кокдалинского и ушобинского комплексов, равные соответственно 0,58 и 0,53, характеризуют их значительную щелочность, подтвержденную и

Таблица 6

Схема расчленения интрузивных образований западной части Баканасского синклинория

Этап	Под-этап	Интрузивный комплекс	Состав магмы	Состав магм отдельных интрузивных фаз	Вулканогенный комагматический комплекс
Орогенный	Позднеорогенный	Баканасский	Лейкогранитная	Лейкогранитная	Нет
		Кукентайский	Щелочная гранитная	Щелочная граносиенитовая Щелочная гранитная	Сейриктауский и курайлинский P_2
		Ушобинский	Сиенит-диоритовая	Монцонитовая Сиенито-диоритовая	Кызылкийинский P_{1-2}
		Кокдалинский	Субщелочная гранодиоритовая	Граносиенитовая Гранитовая Субщелочная гранодиоритовая	Калмакэмельский, керететасский, архарлинский C_2-P_1
	Раннеорогенный	Музбельский	Кварц-диоритовая	Гранитовая Гранодиоритовая	Каркаралинский C_{IV2-n}

данными химических анализов (сумма R_2O превышает сумму щелочей средних химических составов пород по Дэли). Как конечный продукт дифференциации первичной магмы аляскитовые граниты также характеризуются высокой агпаитностью ($Na=0,84$) при превышении содержания калия над натрием до 2%.

Таким образом, исследования интрузивных пород позволили сделать следующие выводы.

1. В Баканасском синклинории (Северо-Восточное Прибалхашье) развиты интрузивные образования двух тектоно-магматических подэтапов (табл. 6): нижнекарбонового — раннеорогенного и верхнепалеозойского — позднеорогенного.

2. Интрузивные образования раннеорогенного подэтапа представлены музбельским комплексом, внедрившимся в эпоху среднекарбонового тектогенеза. Породы комплекса являются производными первичной гранодиоритовой (кварцево-диоритовой) магмы, локализованы в краевых частях верхнепалеозойской вулканической области и приурочены к пограничным разломам обрамления.

3. В позднепалеозойский тектоно-магматический подэтап сформировались четыре интрузивных комплекса: кокдалинский (раннепермский), ушобинский (позднепермский), кукентайский (позднепермский) и баканасский (послепозднепермский). Эти комплексы, за исключением баканасского, образуют комагматические ассоциации с определенными вулканогенными комплексами и по генетической сущности являются вулканоплутоническими.

4. Верхнепалеозойские интрузивные тела в общем контролируются субширотными структурами, теми же региональными разломами, которые определяли развитие вулканической области.

5. Верхнепалеозойские магматические образования (в том числе эффузивные) являются производными одной первичной сиенит-гранодиоритовой глубинной магмы, постепенно, с некоторыми отклонениями, раскислявшейся в ходе эволюции. Ее конечными продуктами служат ультракислые аляскитовые граниты баканасского комплекса.

А. К. КИСЕЛЕВ

ДАЙКИ СЛОЖНОГО СТРОЕНИЯ В СЕВЕРНОМ ПРИБАЛХАШЬЕ

В Северном Прибалхашье исключительно широко распространены разнообразные дайки в гранитоидных интрузивах и их экзоконтактах. Наряду с громадным количеством даек простого строения отмечаются сложные, возникшие в различных условиях.

Сусызкаринский массив порфировидных лейкократовых гранитов, расположенный примерно в 40 км юго-западнее пос. Саяк, вытянут в северо-западном направлении на 32 км при ширине до 8 км. Дайки распространены как в самом интрузиве, так и в его экзоконтактах. Их особенно много в юго-восточных эндо- и экзоконтактах, где они образуют зоны северо-западного и субширотного простираения. Дайки северо-восточных направлений развиты слабее (рис. 1). Наблюдавшиеся

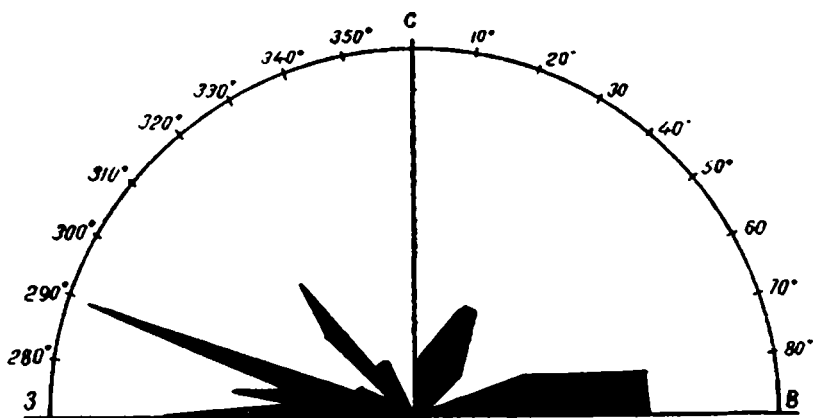


Рис. 1. Роза-диаграмма простираний даек в юго-восточном окончании Сусызкаринского гранитного массива. Пять замеров 1 мм.

взаимоотношения свидетельствуют о многократности их внедрения. Дайки I этапа слагают мелкозернистые биотитовые граниты, аплиты, гранит-порфиры, порфировидные микрограниты, мелкозернистые плагиограниты, адамеллиты и граносиениты, дайки II этапа — кварцевые, диоритовые и диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры, микродиориты, спессартиты и гранит-порфиры. В некоторых дайках вкрест простираения или вдоль них изменяются состав и структура.

В юго-восточном эндоконтакте центральная часть ряда крутопадающих даек северо-западного простирания сложена зеленовато-серыми диоритовыми порфиритами, а периферические части — мелкозернистыми серыми и розовато-серыми биотитовыми гранитами. Одна из даек мощностью 5,5 м протягивается на 0,8 км, имея на всем протяжении одинаковый состав и строение (рис. 2). Она рассекает порфи-

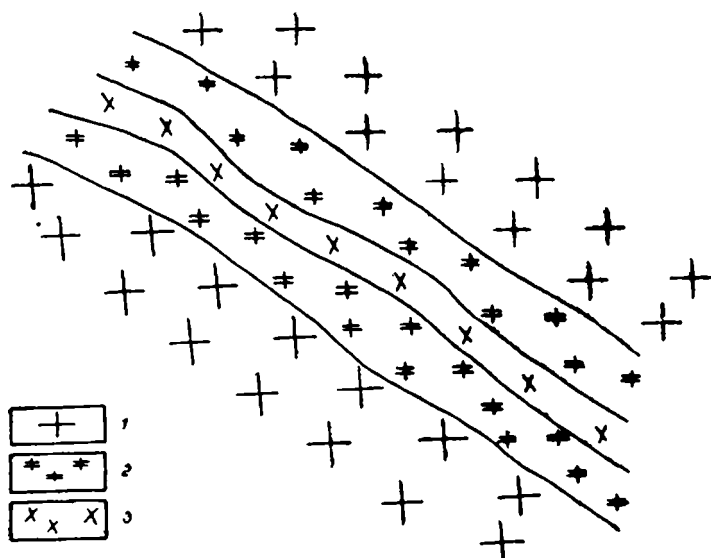


Рис. 2. Дайка сложного строения в юго-восточном эндоконтакте Сусызка-ринского массива. 1 — крупнозернистые порфировидные лейкократовые граниты; 2 — мелкозернистые биотитовые граниты; 3 — диоритовые порфири-ты.

видные лейкократовые граниты главной фазы. Мощность диоритовых порфиритов центральной части дайки изменяется незначительно и не превышает 1—1,2 м. Контакт между диоритовыми порфиритами и мелкозернистыми гранитами резкий, интрузивный. Эндоконтактовая зона диоритовых порфиритов мощностью 5—7 см сложена гибридными гранодиорит-порфирами. В диоритовых порфиритах центральной части по мере приближения к мелкозернистым гранитам уменьшается размер зерен и увеличивается количество порфировых выделений ро-говой обманки и плагиоклаза.

В юго-западном эндоконтакте изучена крутопадающая дайка сложного строения, центральная часть которой сложена светло-серыми гранит-порфирами, а в краевой обнажены серые диоритовые порфири-ты (рис. 3). Она тянется в северо-западном (310°) направлении на 1,2 км, а гранит-порфиры центральной части — 1,5—2 м. Контакт гранит-порфи-ров и диоритовых порфиритов резкий, интрузивный. В гранит-порфирах от центра к контакту с диоритовыми порфиритами укрупняются округлые порфировые выделения прозрачного кварца и увеличивается их число. У контакта с диоритовыми пор-фиритами основная масса гранит-порфи-ров приобретает стекловатую текстуру. Мощность эндоконтактовой зонки 7—10 см.

Образование сложных даек объясняется многократным внедрени-ем расплавов разного состава по одним и тем же каналам. В первом случае в порфировидные граниты внедрился кислый расплав, из которо-

го выкристаллизовались мелкозернистые биотитовые граниты. Через некоторое время после новых тектонических подвижек в центральной части дайки мелкозернистых гранитов образовалась согласная трещина, по которой внедрились диоритовые порфиры. Механизм образования сложной дайки во втором случае аналогичен. Однако сначала образовалась дайка порфиров, а затем в нее внедрились гранит-порфиры. Такая последовательность внедрения подтверждается не только изучением сложных даек, но и пересечениями даек мелкозернистых биотитовых гранитов дайками диоритовых порфиров, а также даек диоритовых порфиров дайками гранит-порфиров.

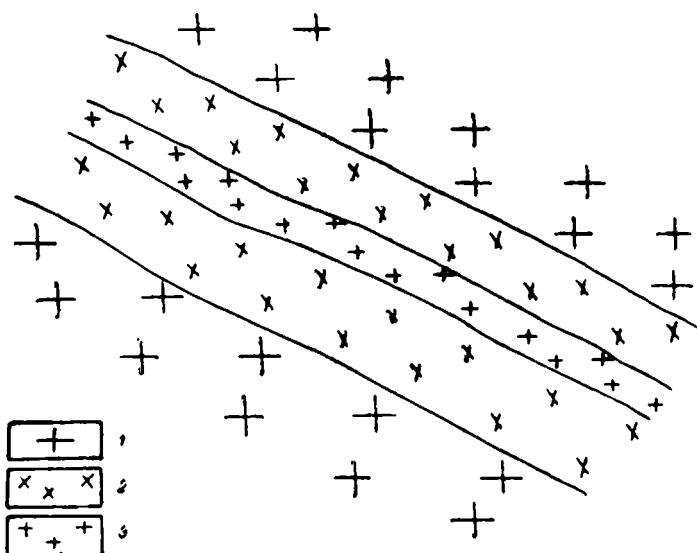


Рис. 3. Дайка сложного строения в юго-западном эндоконтакте Сусызкаринского массива. 1 — крупнозернистые порфировидные лейкократовые граниты; 2 — диоритовые порфиры; 3 — гранит-порфиры.

Интересны постепенные изменения минералогического состава пород по простиранию даек в юго-восточном эндоконтакте Сусызкаринского гранитного массива. Здесь крутопадающие дайки диоритовых порфиров по простиранию иногда становятся более кислыми, сменяясь кварцевыми диоритовыми порфиритами, а затем гранодиорит-порфирами, при этом они постепенно обогащаются кварцем и калиевыми полевыми шпатами. Смена минералогического состава происходит крайне постепенно и улавливается лишь на протяжении десятков, а иногда и сотен метров.

Сложное строение имеет крутопадающее дайкоподобное тело у могилы Акыжан в 40 км северо-западнее пос. Саяк (рис. 4), прослеженное в субширотном направлении на 12 км и смещенное на востоке серией правосторонних сдвигов к юго-востоку. Мощность интрузивного тела колеблется от 0,1 до 0,5 км. Вмещающие песчаники и туффы эйфеля и грубообломочные отложения калмакэмельской свиты на контакте слабо ороговикованы. Магматический расплав внедрялся в межпластовую полость отслоения, используя местами ослабленные зоны вдоль разлома. Интрузивное тело в центральной части сложено гранодиорит-порфирами, которые к периферии сменяются гранит-порфирами. Мощность гранит-порфиров северного и южного обрамлений интрузива колеблется от 20—30 до 50—100 м. Иногда гранит-порфиры по простиранию выклиниваются, появляясь вновь через несколько десят-

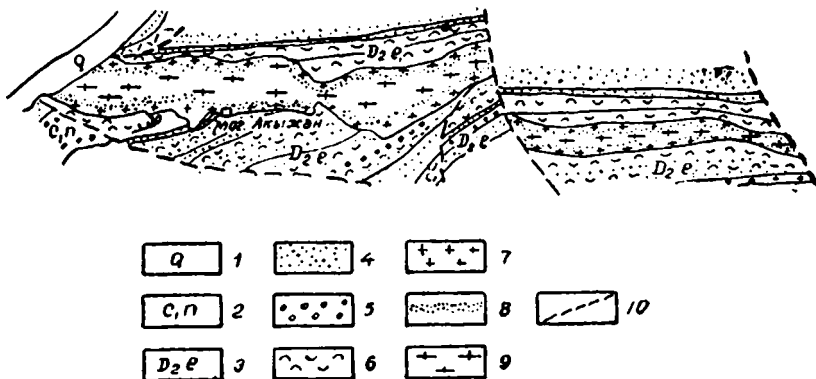


Рис. 4. Межпластовое интрузивное тело сложного строения в районе моголы Актыжон. 1 — четвертичные отложения; 2 — калмакэмельская свита; 3 — нижний эйфель; 4 — песчаники; 5 — гравелиты и конгломераты; 6 — туффиты и пепловые туфы; 7 — гранит-порфиры; 8 — эндоконтактовая зона, сложенная плагиогранит-порфирами; 9 — гранодиорит-порфиры; 10 — основные разломы.

ков метров. Контакт гранит-порфиров с гранодиорит-порфирами интрузивный; в эндоконтакте повсеместно отмечается зона плагиогранит-порфиров, постепенно переходящих в гранит-порфиры. При образовании этой интрузии вначале возникло тело гранодиорит-порфиров значительной мощности. Затем, без переориентировки тектонических напряжений, вдоль его контактов образовались трещины, в которые внедрился кислый расплав, сформировавший гранит-порфиры. Плагиогранит-порфиры являются, очевидно, гибридными породами, возникшими при ассимиляции кислым расплавом еще не вполне остывших ранее внедрившихся гранодиорит-порфиров.

Сложное строение отмечено у некоторых даек на северо-западном фланге Бесобинского гранитоидного массива. Крутопадающая дайка северо-западного направления (310°), залегающая среди порфировидных биотит-роговообманковых гранитов, прослеженная по простиранию на 400 м при средней мощности 1,5—2 м, сложена серыми микродиоритами, которые к периферии постепенно сменяются более светлыми гранодиорит-порфирами. Микродиориты состоят из плагиоклаза (63%), кварца (5%), калиевого полевого шпата (1%), роговой обманки (25%), биотита (5%), акцессорных минералов (1%). Гранодиорит-порфиры из эндоконтакта дайки содержат плагиоклаз (40%), кварц (22%), калиевый полевой шпат (18%), роговую обманку (5%), биотит (14%), акцессорные (1,5%). От центра дайки к периферии постепенно увеличивается количество кварца, полевого шпата и биотита. У контакта с вмещающими гранитами в гранодиорит-порфирах среди порфировых выделений (наряду с плагиоклазом) появляются округлые зерна прозрачного кварца, а также мелкие шпильки, состоящие из темно-бурого биотита. Плагиоклазы в эндоконтакте дайки с гранитами имеют зональное строение; их центральные части сложены андезином, а периферические — альбит-олигоклазом или альбитом. Акцессорные минералы в микродиоритах и гранодиорит-порфирах представлены цирконом, сфеном, апатитом и рудным. В гранодиорит-порфирах по сравнению с микродиоритами апатита намного больше.

Дайки, аналогичные описанной, встречаются также среди гранитов северо-восточнее этого участка. Их образование, вероятно, объясняет

ся ассимиляцией внедрившимся расплавом среднего состава вмещающих гранитов. Гранодиорит-порфиры периферических частей дайки являются гибридными породами.

В одном из спутников Бесобинского гранитоидного массива среди порфировидных гранодиоритов находится дайка розовато-серых гранит-порфиров. Мощность ее не превышает 2,5 м. В результате эндоконтактовых изменений в дайке порфиновые выделения прозрачного кварца распределены неравномерно. В ее центральной части порфиновые выделения редки. К периферии их количество и размеры резко возрастают. Основная масса к периферии постепенно приобретает стекловатый облик. Эти изменения объясняются, вероятно, быстрым остыванием внедрившегося расплава, сформировавшего дайку.

Проведенные исследования позволяют выделить несколько генетических групп сложных даек:

1) сложные дайки, сформированные в результате неоднократного внедрения отдельных порций расплава различного состава в трещины одного и того же направления;

2) дайки, эндоконтактовые изменения которых возникли в результате ассимиляции вмещающих пород расплавом, сформировавшим дайку;

3) дайки, эндоконтактовые изменения которых обусловлены быстрым остыванием расплава.

К. А. АБДРАХМАНОВ, С. М. УТЕГЕНОВ, В. П. КОМПАНИЕЙЦЕВ

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ МАГМЫ

В последнее время опубликован ряд работ, посвященных математической обработке результатов химических анализов изверженных пород и установлению на этой основе петрохимических критериев их формационной принадлежности.

В задачу наших исследований входило определение математических моделей (критериев) условий кристаллизации магмы. С этой целью на ЭВМ математически обрабатывались результаты химических анализов щелочных пород Западно-Таласской провинции (западная часть Среднего Тянь-Шаня). Кроме того, по этим же анализам рассчитывались парные коэффициенты корреляции между порообразующими окислами отдельно для их вулканогенных и интрузивных пород. Интрузивные породы этой формации описаны многими авторами, причем их комагматичность ни у кого не вызывает сомнений. Плутоническая группа пород здесь представлена шонкинитами и сиенитами и их псевдолейцитовыми разностями, фергуситами, пироксенитами, монцонитами, содалитовыми сиенитами и другими типами щелочных пород, слагающих два небольших массива — Ирису и Каинды. Все эти породы имеют полнокристаллическую структуру, свидетельствующую о том, что они образовались в условиях медленного охлаждения на глубине.

В совершенно другой термодинамической обстановке создались щелочные вулканы описываемой вулcano-плутонической ассоциации, известные по правобережью р. Даубабы. В большинстве случаев эффузивы (анальцимовые базальты, лейцитовые тефриты, лейцититы, трахибазальты, латиты и др.) содержат вулканическое стекло и имеют порфировую структуру, что указывает на их быструю кристаллизацию на поверхности Земли.

Результаты статистической обработки химических анализов сведены в таблицу 1. Из приведенных в ней данных наибольшее значение для выводов имеют параметры x , V и законы распределения (для логарифмического масштаба в таблицу помещены только показатели лог-нормальности L_A и L_E). Из сравнения цифровых данных видно, что среднее содержание SiO_2 , FeO , щелочей и P_2O_5 в интрузивном комплексе заметно выше, а TiO_2 и Fe_2O_3 и MgO — ниже, чем в эффузивном комплексе. Не останавливаясь на других возможных причинах этих расхождений, отметим лишь, что условия кристаллизации магмы так или иначе повлияли на содержание этих элементов.

Особенно ярко различие в условиях кристаллизации магмы сказалось на коэффициенте вариации (выражен в относительных количествах). Для всех породообразующих окислов, за исключением FeO и TiO_2 , он в 1,3—3 раза выше в плутонитах, чем в вулканитах. Причина этого явления кроется в различной дифференцированности обоих комплексов. Магма в интрузивных процессах в условиях медленной кристаллизации подвергается более глубокой дифференциации, чем магма в кратковременно существующих вулканических очагах и тем более в быстро застывающих лавовых потоках. Это подтверждается и данными петрографических исследований. В эффузивном комплексе правобережья р. Даубабы отсутствуют аналоги таких крайних дифференциатов шонкинитовой магмы, как пироксениты и лейкократовые сиениты, наблюдаемые в интрузивах Ирису и Каинды.

Как известно, коэффициент вариации выражает изменчивость признака со случайными и корреляционными составляющими, при условии минимума ошибки опробования и анализа.

Так как методика опробования основывалась на известных геологических факторах и объемы силикатных анализов были достаточно представительными, то в наших исследованиях ошибка опробования и анализа оказалась несущественной. Следовательно, степень дифференцированности магматических комплексов может быть определена по значениям коэффициентов вариации окислов. Если учесть, что главную роль в процессе дифференциации магмы в Западно-Таласской провинции играло гравитационное осаждение кристаллов пироксена, оливины, то, сравнивая коэффициенты вариации MgO обоих комплексов, можно заключить, что степень дифференциации плутонов в 1,75 раза выше, чем вулканитов.

Причину больших изменений в содержании FeO в вулканических породах можно объяснить тем, что эффузивы вообще имеют крайне неравномерную степень окисленности железа, которая резко колеблется даже в одном лавовом потоке. Более высокие значения коэффициента вариации TiO_2 в вулканитах, вероятно, следует объяснить двойным поведением ее в процессе становления интрузии, где имеет место накопление титана в ранних продуктах кристаллизации расплава и рассеяния в поздних.

Из таблицы 1 также видно, что эмпирическое распределение содержаний окислов плутонитов в основном согласуется с нормальным законом Гаусса, за исключением соединения Fe_2O_3 и MnO . Распределение последних двух соединений, наоборот, подчиняется логнормальному закону.

Исследование распределения содержаний аналогичных окислов в вулканитах показало согласие нормальному закону содержаний следующих семи соединений: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O и P_2O_5 .

Интересно отметить, что эмпирическое распределение содержаний оставшихся пяти соединений (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO) также не описывается логнормальным типом функции распределения. Нами это объясняется эффектом сравнительно ускоренного остывания магмы с большими градиентами температуры и давления.

Если распределение каких-либо статистических ансамблей аппроксимируется гипотезой нормального закона, то их не обязательно исследовать на логнормальность, ибо они почти всегда подчиняются логнормальному закону, с некоторым смещением значений асимметрии влево на действительной числовой оси, т. е. в область малых значений. Это положение наглядно иллюстрируется цифровыми данными граф 7 и 10 таблицы 1.

Таблица 1

Параметры распределения породообразующих окислов интрузивного и эффузивного комплексов щелочных пород Западно-Галасской провинции

Окислы	Комплекс	Число анализов	Нормальный масштаб					Закон распределения	Логарифмический масштаб		
			Параметры распределения						Показатели логнормальности распределения		Закон распределения
			Среднее арифметическое	Стандартное отклонение	Коэффициент вариации	Показатель нормальности распределения по асимметрии	Показатель нормальности распределения по эксцессу				
SiO ₂	Интрузивный	53	50,12	5,88	0,11	0,38	0,68	Нормальный	-0,78	-0,83	Логнормальный
	Эффузивный	144	44,07	1,93	0,04	2,48	4,85	"	1,33	4,13	"
TiO ₂	Интрузивный	58	1,01	0,39	0,38	2,97	2,17	"	-0,56	0,12	"
	Эффузивный	130	1,30	1,15	0,88	30,7	100,9	"	23,81	59,45	"
Al ₂ O ₃	Интрузивный	58	14,14	4,65	0,33	-2,76	-2,11	"	-4,95	2,94	"
	Эффузивный	128	14,94	1,60	0,11	-0,46	1,86	"	-3,09	4,24	"
Fe ₂ O	Интрузивный	42	5,51	2,79	0,51	4,96	7,30	"	0,26	0,86	"
	Эффузивный	31	7,03	1,72	0,25	-2,55	0,32	"	-4,57	4,95	"
FeO	Интрузивный	42	4,68	1,82	0,39	0,55	-1,64	"	-2,31	0,31	"
	Эффузивный	30	1,60	1,08	0,64	2,29	1,52	"	-1,51	0,31	"
+ Fe ₂ O ₃	Интрузивный	53	9,84	3,69	0,37	2,36	2,94	"	-2,65	2,12	"
+ FeO	Эффузивный	132	8,81	1,59	0,18	-15,91	36,04	"	-41,24	214,4	"
MnO	Интрузивный	39	0,15	0,10	0,65	2,09	6,82	"	-2,44	1,25	"
	Эффузивный	93	0,15	0,03	0,22	3,35	4,56	"	-13,67	37,72	"
CaO	Интрузивный	53	10,11	5,59	0,55	2,27	-2,60	"	-1,78	0,16	"
	Эффузивный	144	10,81	2,12	0,20	-0,92	0,44	"	-1,26	0,36	"
MgO	Интрузивный	53	5,34	1,87	0,35	Не рассчит.		"	Не рассчит.		"
	Эффузивный	143	6,90	1,39	0,20	-1,19	0,65	"	-4,89	3,98	"
Na ₂ O	Интрузивный	53	3,08	1,55	0,51	0,99	-2,32	"	-3,75	2,68	"
	Эффузивный	144	2,42	0,96	0,40	1,85	2,65	"	-4,18	1,08	"
K ₂ O	Интрузивный	53	4,42	2,03	0,46	-1,14	-0,76	"	-9,53	20,27	"
	Эффузивный	144	2,91	1,03	0,36	5,78	3,97	"	4,33	2,79	"
+ Na ₂ O	Интрузивный	53	7,43	3,09	0,42	-1,83	-0,50	"	-4,86	2,57	"
+ K ₂ O	Эффузивный	144	5,29	1,17	0,22	2,91	3,15	"	-1,67	2,16	"
P ₂ O ₅	Интрузивный	22	0,81	0,59	0,72	2,79	1,94	"	-0,62	0,09	"
	Эффузивный	28	0,56	0,19	0,34	2,03	0,68	"	-0,32	0,79	"

Примечание. Законы распределения MgO интрузивного комплекса определены графически на нормальной и логнормальной вероятностной бумаге.

Наблюдаемые отклонения от этого положения для распределений окислов Al_2O_3 обоих комплексов, Fe_2O_3 , MgO , Na_2O для эффузивов и K_2O , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для интрузивного массива требуют дальнейшего изучения с привлечением новых данных и учетом масштабного эффекта логарифмов чисел.

Таблица 2

Парные коэффициенты корреляции между породообразующими окислами в щелочных вулканогенных породах даубабинской ассоциации (вверху) и в интрузивных породах массивов Ирису и Каинды (внизу)

Окислы	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 общ.	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$
SiO_2	— -0,74	+0,42 +0,76	-0,45 -0,91	-0,50 -0,75	-0,92 -0,84	+0,28 +0,79	+0,44 —	+0,66 +0,79
TiO_2		— -0,71	+0,55 +0,74	+0,37 +0,62	— +0,67	— -0,49	-0,35 —	— -0,59
Al_2O_3			— -0,79	-0,63 -0,92	-0,59 -0,89	+0,36 +0,76	+0,50 +0,41	+0,71 +0,86
Fe_2O_3				— +0,72	— +0,82	+0,44 -0,73	-0,37 -0,45	— -0,79
MgO					+0,85 +0,88	— -0,78	-0,71 -0,37	-0,82 -0,87
CaO						-0,62 -0,80	-0,74 -0,47	-0,93 -0,93
Na_2O								Не опр. +0,84
K_2O								Не опр. +0,42

Примечание. 1. Количество анализов: даубабинские эффузивы — 144, интрузивные породы — 53. 2. Прочерк означает, что коэффициент корреляции незначимый. 3. Расчет коэффициентов корреляции произведен для вулканогенных пород В. П. Компанейцевым, для интрузивных пород — с помощью ЭВМ.

В таблице 2 сопоставляются парные коэффициенты корреляции между породообразующими окислами в щелочных вулканогенных породах даубабинской ассоциации и в интрузивных породах массивов Ирису и Каинды. Из таблицы видно, что знаки коэффициентов корреляции для каждой пары окислов, за исключением одной пары $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}} - \text{Na}_2\text{O}$, для вулканического и плутонического комплексов совпадают. Это свидетельствует об однотипном петрохимическом составе обоих комплексов и сходном направленном термодинамическом процессе, но с разной степенью дифференциации. Обращают на себя внимание более высокие абсолютные значения коэффициентов корреляции в интрузивном комплексе. Это хорошо видно из сравнения среднеарифметических значений абсолютных величин парных коэффициентов корреляции (незначимые коэффициенты принимались за нуль): интрузивный комплекс — 0,67, эффузивный — 0,39. Более высокая корреляционная связь между петрогенными элементами в интрузивном комплексе объясняется его сильной дифференцированностью — условием, при котором корреляция проявляется наиболее отчетливо. Следовательно, средние абсолютные значения коэффициентов корреляции могут служить мерой дифференцированности магматических комплексов.

Из изложенного выше можно сделать следующие выводы:

1. Выяснены возможности выделения формационных типов магматических пород по различию в значении статистических параметров распределения породообразующих окислов.

2. Коэффициенты вариации содержаний окислов в более дифференцированных магматических комплексах выше, чем в менее дифференцированных.

3. Значения парных коэффициентов корреляции незначимые или значимые, но отрицательные для более дифференцированных разностей, чем для менее дифференцированных. При этом среди положительных зависимостей более дифференцирована та пара окислов, которой присуще меньшее значение коэффициента корреляции.

УДК 551.342.6(574.5)

И. И. НИКИТЧЕНКО

ЗАПАДНО-ДЖУНГАРСКИЙ (СОЛДАТСАЙСКИЙ) СДВИГ

Впервые Западно-Джунгарский разлом под названием Солдатсайского выявлен и кратко описан автором в 1957 г. при геологическом картировании Коксу-Текелийского района. Первоначальное наименование разлом получил по месту обнаружения в логу Солдатсай (междуречье Текели—Коксу), на небольшом отрезке юго-восточного фланга разлома. В последующие годы Солдатсайский разлом изучали П. А. Руденко (1959), А. М. Жмырев (1962, 1968—1969), П. К. Жуков, Ю. И. Казанин, А. К. Каюпов, А. Е. Шлыгин и др. (1959—1964), автор (1959, 1960, 1968). Установлено, что Солдатсайский разлом — один из наиболее крупных разломов в Западной Джунгарии, имеющий значительную амплитуду горизонтального перемещения. Поэтому предлагается впредь именовать его Западно-Джунгарским, что лучше определяет его географическое положение и значительные масштабы проявления. Среди важнейших разломов Восточного Казахстана Западно-Джунгарский занимает центральное место, являясь, по-видимому, юго-восточным продолжением Актасского сдвига, хорошо прослеженного в Северном Прибалхашье (Суворов, Кошкин, 1968, 1969)*.

Западно-Джунгарский разлом (рис. 1) расположен в юго-западной части Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой области, в которой развиты в основном среднепалеозойские отложения, ин-

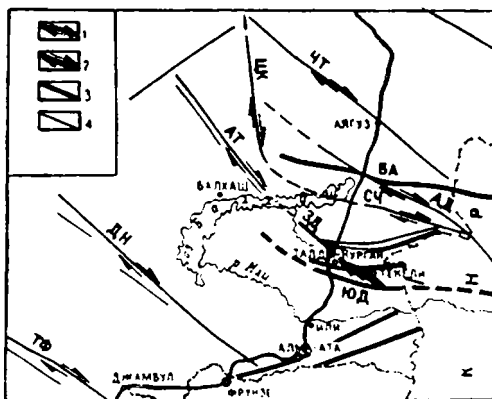


Рис. 1. Положение Западно-Джунгарского сдвига в системе важнейших разломов Восточного Казахстана. 1 — глубинные сдвиги, сбросо-сдвиги (ЧТ—Чингиз-Тарбагатайский, БА—Баканасский, АД—Алакульско-Джунгарский, ЦК—Центрально-Казахстанский, СЧ—Сандыктас-Чулакский, АТ—Актасский, ДН—Джалаир-Найманский, ТФ—Таласо-Ферганский); 2—ЗД—Западно-Джунгарский (Солдатсайский) сдвиг; 3 — продольные глубинные разломы (БА—Барлык-Алакульский, ЮД—Южно-Джунгарский); 4 — прочие разломы.

* Не исключена возможность, что Западно-Джунгарский (Солдатсайский) сдвиг является юго-восточным окончанием Центрально-Казахстанского разлома, затухающего в Западной Джунгарии.

тенсивно смятые в крутые линейные субширотные складки. Меньше распространены образования нижнего палеозоя, слагающие небольшие выступы в ядрах антиклинальных структур. Для них наряду с узкими линейными складками характерны S-образные флексурные изгибы и крутошарнирные складки. Значительно развиты средне- и верхнепалеозойские интрузии. В Джунгарском Алатау Западно-Джунгарский разлом протягивается почти прямолинейно (за исключением изгиба на юго-западном фланге) в северо-западном направлении ($320-330^\circ$) более чем на 100 км от южных подножий гор Сарычабын до оз. Ушколь и уходит под пески Южно-Прибалхашской впадины. В Северном Прибалхашье Западно-Джунгарский разлом, по-видимому, смыкается с Актасской сдвиговой зоной (Суворов, 1968; Кошкин, 1969). Последняя прослежена на расстояние около 350 км. Таким образом, Актасский и Западно-Джунгарский разрывы совместно составляют единую зону протяженностью около 500 км.

Для Западно-Джунгарского разлома характерно, что он косо, под углом около 45° , пересекает складчатые структуры — Южно-Джунгарский и Центральнo-Джунгарский антиклинории, Бороталинский и Северо-Джунгарский синклинории (рис. 2).

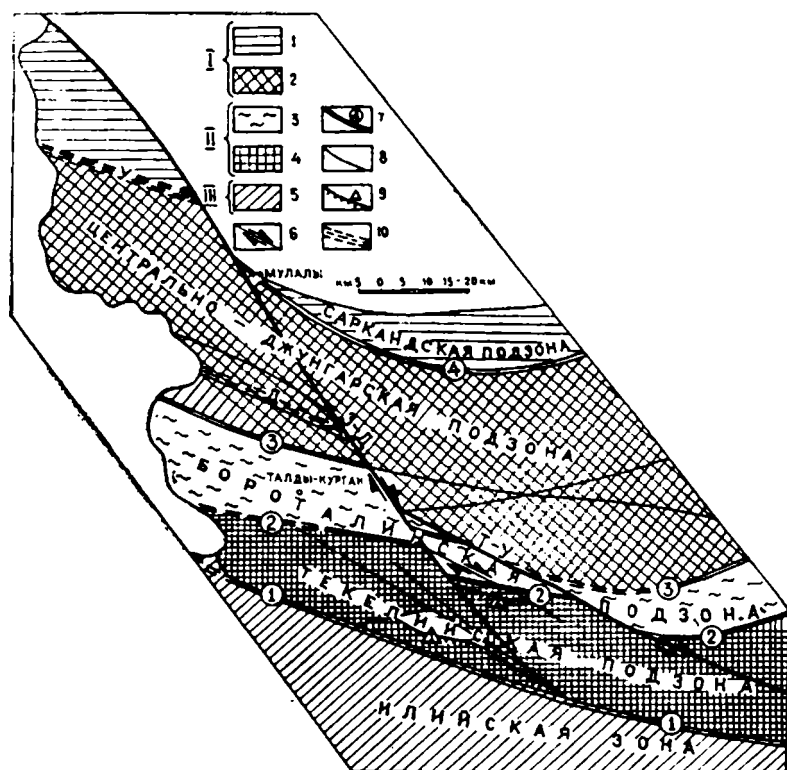


Рис. 2. Схема смещения структурно-формационных зон и подзон по Западно-Джунгарскому и Текели-Усекскому сдвигам. I — Северо-Джунгарская структурно-формационная зона: 1 — Саркандская подзона (Северо-Джунгарский синклинорий); 2 — Центральнo-Джунгарская подзона (Центральнo-Джунгарский антиклинорий); II — Текели-Бороталинская структурно-формационная зона: 3 — Бороталинская подзона (Бороталинский синклинорий); 4 — Текелийская подзона (Южно-Джунгарский антиклинорий); III — 5 — Илийская структурно-формационная зона (Илийский мегасинклинорий); 6 — глубинные сдвиги (3 — Д — Западно-Джунгарский, Т — У — Текели-Усекский); 7 — продольные (межзональные) глубинные разломы (1 — Южно-Джунгарский, 2 — Текели-Сайрамнорский, 3 — Сарычильдинский, 4 — Арасанский); 8 — внутризональные разломы; 9 — взбросо-надвиги (1 — Южно-Сууктубинский, 2 — Усть-Солдатсайский); 10 — зоны смятия (Д — Доланкаринская, У — Ушкольская).

Юго-восточный фланг сдвига рассекает Южно-Джунгарский антиклинорий. Разлом здесь проходит преимущественно среди нижнепалеозойских толщ — сарычабынской свиты метаморфических пород кембрия, сууктюбинской свиты известняков и кремнисто-карбонатных пород и текелийской свиты песчаников, алевролитов, кремне-углисто-глинистых сланцев с прослоями известняков ордовика. Породы двух первых свит на юго-восточном (Коксу-Текелийском) отрезке по обе стороны разлома имеют одинаковый состав и мощность. Это указывает на то, что разлом не влиял на распределение нижнепалеозойских осадков. В Бороталинском синклинории и Центрально-Джунгарском антиклинории Западно-Джунгарский разлом проходит среди девонских и частично нижнекаменноугольных терригенных, в меньшей степени вулканогенных пород. Их комплексы в обоих крыльях разлома аналогичны, что свидетельствует об отсутствии его влияния на осадконакопление и в эти периоды. Еще северо-западнее, на Мулалинском участке, Западно-Джунгарский разлом рассекает и, по-видимому, смещает восточную часть Мулалинского гранитного массива. В районе оз. Ушколь (Северо-Джунгарский синклинорий) разлом срезает под очень острым углом складки песчано-сланцевой толщи нижнего девона.

На всем протяжении, вплоть до оз. Ушколь, Западно-Джунгарский разлом строго прямолинеен, падает вертикально и хорошо выражен геоморфологически и геологически. В горах Мынчукур, Каратау, Ушколь и других разлом образует в рельефе четко выраженный уступ, высота которого достигает нескольких сотен метров. Иногда разлом совпадает с прямолинейными глубоко врезаемыми отрезками долин (ручей Солдатсай, р. Текели). Иногда направления рек и ручьев в зоне разлома изменяются (реки Текели, Коктал, Ащибулак, Батпак и др.).

Западно-Джунгарский разлом выражен зоной брекчированных, иногда окварцованных и лимонитизированных пород шириной 200—300 м. В горах Кызылжар, Даулбай и Мулалы к нему приурочены участки гидротермально-измененных пород типа вторичных кварцитов. На многих участках вблизи разлома породы подвергнуты интенсивному дислокационному метаморфизму. Это характерно для его северо-западного фланга, где он рассекает зеленоцветные толщи девона. Здесь зона разлома и его многочисленных оперяющих разрывов расширена до нескольких километров или даже до первых десятков и представлена сложной системой кулисообразно расположенных зон сильно деформированных, рассланцованных пород, обильно насыщенных малоамплитудными разрывами и дайками.

Сдвиговые перемещения по Западно-Джунгарскому разлому доказаны горизонтальным смещением типа правостороннего сдвига структурно-формационных зон палеозоя (рис. 2). Они подтверждены сопоставлением литологических фаций в его крыльях и смещением границ их развития. Наиболее ясно видно смещение четко очерченных границ Бороталинской структурно-формационной подзоны (синклинория) благодаря развитию характерных и выдержанных литологических комплексов девона и нижнего карбона. Установление перемещений по Западно-Джунгарскому сдвигу облегчается тем, что он рассекает район, отличающийся четкой фациальной зональностью.

Южной границей Бороталинской подзоны в северо-восточном блоке является Текелийский разлом, проходящий вдоль русла р. Текели, а в юго-западном блоке — Южно-Лабинский (русло р. Каратал). Таким образом, смещение достигает 15 км. На северо-западном фланге при пересечении Центрально-Джунгарского антиклинория и Северо-

Джунгарского синклиория горизонтальное правостороннее перемещение фиксируется при сопоставлении различных литологических комплексов эйфельского и живетского ярусов по обе стороны от разлома. Оно подтверждает, что амплитуда сдвига здесь также составляет около 15 км. Характерно, что эйфельские, живетские и франские отложения чередуются в аналогичной последовательности в обоих крыльях.

Амплитуда смещения нижнепалеозойских отложений на крайнем юго-востоке (участок сочленения сдвига с продольным глубинным разломом) не совсем ясна из-за их почти согласного простираения с линией сдвига. Можно лишь предполагать, что она, вероятно, несколько меньше величины смещения среднепалеозойских образований. А. К. Каюпов и Ю. И. Казанин (1963) предполагают, что горизонтальное смещение на Коксу-Текелийском участке достигает не менее 10 км. С этим вполне можно согласиться.

Наибольшее значение при анализе тектонических движений, происходивших по Западно-Джунгарскому разлому, представляют структуры, обязанные своим появлением горизонтальным перемещениям. К ним относятся сдвиги с зонами сжатия и растяжения, с оперяющими разрывами, крутошарнирными и кулисообразно расположенными складками, взбросо-надвигами, зонами динамометаморфизма, смятия, раздвигами и т. п. Эти приразломные структуры в том или ином количестве сопровождают Западно-Джунгарский сдвиг на всем его протяжении.

Оперяющие разрывные нарушения. Большинство сопряженных и оперяющих разрывов имеет северо-западное или субширотное направление. Они представлены сдвигами, сбросо-сдвигами, взбросо-сдвигами, взбросо-надвигами, сбросами. Наиболее значительные — Текели-Усекский, Центрально-Сууктюбинский, Южно-Сууктюбинский, Коксуйский, Сарычабынский, Южно-Лабинский, Джунжурекский, Даулбайский, Доланкаринский, Кызылжарский, Мулалинский, Ушкольский и др. Они ориентированы под разными углами к плоскости Западно-Джунгарского сдвига. Преобладают острые углы сочленения (15—45°). Все эти разрывы, за исключением Текели-Усекского, имеют сравнительно небольшую протяженность — не более нескольких километров или первых десятков. Горизонтальные смещения по Центрально-Сууктюбинскому, Коксуйскому, Джунжурекскому, Мулалинскому и другим составляют сотни метров и первые километры. Горизонтальная составляющая перемещений установлена по смещению литологических горизонтов, даек и складок высокого порядка. Эти разломы хорошо видны на местности в виде зон дробления; местами они заключают дайки и кварцевые жилы. Падение их крутое (60—80°). Кроме перечисленных разломов на всех отрезках Западно-Джунгарского сдвига, особенно в юго-восточной и северо-западной частях (Коксу-Текелийский и Мулалинско-Ушкольский участки), его оперяют многочисленные более мелкие разрывы северо-западного, субширотного и в меньшей мере северо-восточного направлений, согласных или секущих по отношению к вмещающим породам. Как правило, все они малоамплитудные. Величина вертикальных и горизонтальных смещений по ним измеряется десятками или первыми сотнями метров. На Ушкольском участке, по данным А. М. Жмырева (1969), такие разрывы группируются в мощную субширотную зону смятия, в которой имеются сдвиги, сбросо-сдвиги, взбросо-надвиги и многочисленные дайки. Последние часто разорваны с горизонтальным смещением в сотни метров. Ширина зоны смятия достигает 4—5 км. На востоке Ушкольская зона причленена к Западно-Джунгарскому сдвигу, а на

западе уходит под пески Южного Прибалхашья. Второй подобной структурой юго-западного крыла, маломощной широтной зоной смятия является Доланкаринская, расположенная на северных склонах гор Доланкара. Она выражена сильно рассланцованными, давленными, смятыми породами нижнего девона, среди которых узкой цепочкой вытянуты мелкие тела среднекаменноугольных диоритов и габбро-диоритов. Ширина зоны до 2 км. Ее видимая протяженность более 20 км. На востоке она под острым углом причленена к Западно-Джунгарскому сдвигу, а на западе перекрыта современными отложениями Южно-Прибалхашской впадины.

Текели-Усекский сдвиг причленен к Западно-Джунгарскому разлому на широте г. Талды-Кургана, в горах Мынчукур. По масштабам и значению он почти равен Западно-Джунгарскому и прослежен на расстояние около 150 км. Южной ветвью он причленяется к Южно-Джунгарскому региональному разлому, а его северная ветвь уходит в Китай. Это также правосторонний сдвиг, рассекающий под острым углом и смещающий складчатые структуры Бороталинского синклиория, Центрально-Джунгарского и Южно-Джунгарского антиклинориев. Он выражен зоной брекчированных и местами гидротермально-измененных пород мощностью 200—300 м и более. Поверхность сместителя падает вертикально. В зоне Текели-Усекского сдвига оперяющие структуры, как складчатые, так и разрывные, дугообразно изогнуты выпуклостью к югу. Такое строение зоны по классификации А. И. Суворова (1968) может быть определено как перисто-дугообразное. На всем протяжении разлома хорошо виден разрыв или присдвиговый изгиб структурно-формационных подзон, особенно Бороталинской и в меньшей степени Центрально-Джунгарской и Текелийской. Смещение Лабинско-Кызылжарского участка Бороталинского синклиория относительно Джунжурекского и последнего относительно Сандыктасского, безусловно, возникло вследствие сдвигов по Западно-Джунгарскому и Текели-Усекскому разломам, в результате чего была разорвана на три части когда-то единая формационная зона. Амплитуда горизонтального смещения нижне- и среднепалеозойских толщ по Текели-Усекскому разлому не менее 10—15 км, возможно, несколько больше. Особенно четко сдвиговые перемещения видны в Бороталинском синклиории, где отложения девона и нижнего — среднего карбона разорваны и смещены. К юго-востоку сдвиговые перемещения, вероятно, несколько затухают и отражаются в флексуриобразном изгибе складчатых структур. В обоих крыльях Текели-Усекского разлома находится большое количество более мелких разрывов, среди которых, по данным Б. И. Триска и А. В. Смирнова (1968), преобладают сдвиги, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги. Амплитуда горизонтальных перемещений по ним несколько сотен метров или первые километры. В. А. Буш (1963), Б. И. Триска и А. В. Смирнов (1968) в зоне Текели-Усекского сдвига, в Бороталинском синклиории обнаружили мелкие крутошарнирные складки с амплитудой от 10 до 400 м, развитые среди отложений девона и нижнего карбона. Шарниры этих складок весьма круто, под углами 60—80°, погружаются к северо-западу, реже — к юго-востоку. Несмотря на слабую изученность, можно предполагать, что эти складки возникли во время сдвиговых движений вдоль Текели-Усекского разлома.

Зоны сдвиговых деформаций. Горизонтальные движения по Западно-Джунгарскому сдвигу обусловили появление сжимающих, растягивающих и касательных напряжений. Эти напряжения находились в тесной пространственной и генетической связи и обусловили появление в зависимости от простираания разлома соответствующих струк-

тур. Наиболее характерен в этом отношении юго-западный фланг разлома, плавно изогнутый выпуклостью к юго-западу и являющийся окончанием сдвига. На этом участке отчетливо видны две, почти симметрично расположенные относительно плоскости сдвига зоны сдвиговых деформаций — Коксу-Сууктубинская и Текелийская, с четко выраженными участками сжатия и растяжения. Внутри этих зон можно выделить структуры, характерные для всех трех форм горизонтального движения — сжатия, растяжения и сдвига (см. рис. 3, III).

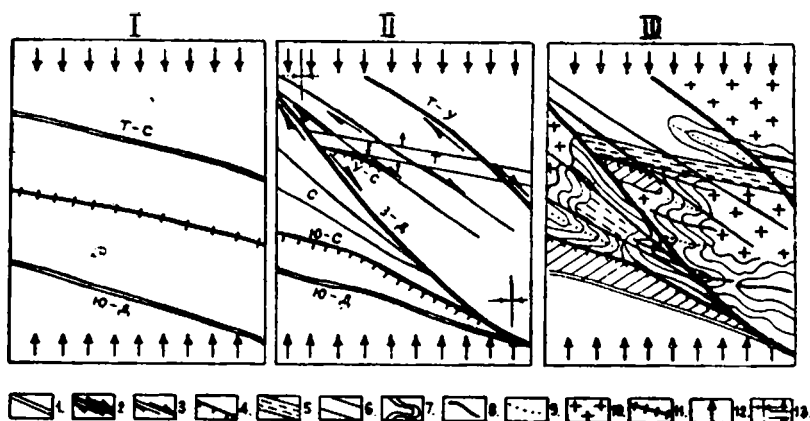


Рис. 3. Схема формирования Коксу-Сууктубинской и Текелийской зон сдвиговых деформаций. I — первоначальное направление взбросо-надвигов и складчатости (досдвиговый этап); II — направление главных скальваний и схема образования Текелийской зоны растяжения при сдвиговых перемещениях по Западно-Джунгарскому и Текели-Усекскому разломам (сдвиговый этап); III — схема современного соотношения структур сжатия, растяжения и сдвига Коксу-Текелийского района (последсдвиговый этап). 1 — продольные глубинные разломы; 2 — сдвиги первого порядка (З—Д—Западно-Джунгарский, Т—У—Текели-Усекский); 3 — сбросо-сдвиги второго и третьего порядков; 4 — взбросо-надвиги (Ю—С—Южно-Сууктубинский, У—С—Усть-Солдатский); 5 — зоны растяжения (Т—Текелийская, С—Сууктубинская); 6 — при-взбросовые зоны динамометаморфизма; 7 — очертания присдвиговых складок; 8 — оси антиклинальных изгибов; 9 — оси синклинальных изгибов; 10 — интрузии гранитоидов; 11 — простирающие первичные линейные складки второго порядка; 12 — направление первоначального общего горизонтального сжатия; 13 — направление дополнительных местных горизонтальных напряжений.

Коксу-Сууктубинская зона сдвиговых деформаций представляет весьма сложно деформированный участок южного крыла антиклинария. Главным структурным элементом этой зоны является крупный горизонтальный флексурный изгиб нижнепалеозойских толщ, четко отражающийся в плане в виде сигмоиды, вытянутой в северо-западном направлении вдоль Западно-Джунгарского сдвига. Длина сигмоиды около 25 км, ширина от 3 до 5 км. В общем сигмоида ориентирована к плоскости сдвига под острым углом (10—15°). Не вызывает сомнения, что такой характер дислокации — результат пластической деформации крутозалегающих пород нижнего палеозоя, возникшей при продольном сдавливании в процессе сдвигания. В центральной части структурные элементы зоны испытывают отчетливо выраженное дугообразное изгибание, обращенное выпуклостью на север, в сторону сдвигового смещения. При этом заметно некоторое отклонение всех соподчиненных структур к юго-западу, что также вполне закономерно, так как является следствием горизонтальной вращательной деформации (деформации сдвига).

Структурный план Коксу-Сууктубинской зоны отражает взаимное расположение структур сжатия, растяжения и сдвига и их соот-

ношение с плоскостью сдвига. Тесная связь разрывных и складчатых структур обуславливает в целом блоково-складчатый характер структуры зоны. Наиболее сложным и напряженным в тектоническом отношении является Коксу-Сарычабынский присдвиговой участок, непосредственно примыкающий к плоскости Западно-Джунгарского сдвига. Здесь отмечены наиболее сложная складчатость сжатия и сдвига в виде S-образных изгибов складок разных порядков с крутыми или вертикальными шарнирами (Казанин и др., 1959; Жуков и др., 1962), более интенсивная нарушенность мелкими разрывами, максимальная насыщенность дайками и гидротермальными жилами, значительный метаморфизм (контактовый и пневмато-гидротермальный). Здесь же сосредоточены и наиболее крупные месторождения Коксу-Сууктубинского рудного поля (Центральное и Западное Сууктубе, Коксуйское и др.), пространственно совпадающего с зоной сдвиговых деформаций*. К северо-западу от Коксу-Сарычабынской присдвиговой зоны расположена область сравнительно более простого строения, сложенная круто моноклинально залегающими нижнепалеозойскими толщами, которая представляет в основном, по-видимому, зону, испытавшую значительное неравномерное растяжение. Деформации растяжения проявились в форме мелких раздвигов, сбросов, флексур, структур разлинзования и пр. На удалении от сдвига зона растяжения заметно расширяется. К югу от нее расположена Южно-Сууктубинская зона сжатия высокого порядка. Сжатие здесь проявилось в форме Южно-Сууктубинского взбросо-надвига, образовании привзбросовых изоклинальных складок и сопровождающей надвиг мощной зоны динамометаморфизма. В целом Коксу-Сууктубинский участок представляется как зона сжатия II порядка, строение которой определяется субмеридионально сжимающими и субширотно растягивающими движениями, связанными со сдвигом по Западно-Джунгарскому разлому. Сжатие здесь выразилось в образовании горсточечной (блоково-складчатой) структуры нижнепалеозойских толщ за счет взбросо-надвигов последних по системе продольных субширотных и северо-западных разломов и в формировании мощных привзбросовых зон динамометаморфизма. При этом можно предполагать, что чешуи испытывали как горизонтальные, так и вертикальные перемещения почти с равной амплитудой (сотни метров). Наряду с этим в Коксу-Сууктубинской зоне проявились и типичные деформации растяжения, представленные сбросо-раздвигами с зонами тектонических брекчий, мелкими флексурами пластичных и структурами разлинзования жестких пород и т. д.

Как уже отмечалось, сильнейшая деформация структур в Коксу-Сууктубинской зоне проявилась на Коксу-Сарычабынском участке, который совпадает с искривленным отрезком Западно-Джунгарского разлома. Проявление максимальных деформаций именно здесь вполне закономерно, так как именно на подобных искривленных отрезках сдвигов, по мнению В. М. Гзовского (1960), смещение крыльев затрудняется и в результате создается значительное местное увеличение касательных напряжений и возникают условия, благоприятные для сложного сдвигания, которое и обуславливает появление на таких участках сложнейшего комплекса складчатых и разрывных структур.

В юго-западном крыле разлома (правобережье р. Коксу) нижнепалеозойские толщи осложнены крупным S-образным изгибом, который

* Этот участок с полным основанием может быть назван зоной скручивания, по терминологии В. И. Попова (1939), для которой характерны расщепление, скручивание, сильнейшая деформация структур и тектоническая ослабленность. Такие зоны образуются в условиях вращательной деформации сдвига.

обрисовывает в плане две сопряженные складки с крутопогружающимися шарнирами: антиклинальную и синклинальную. Последние, в свою очередь, осложнены мелкой дисгармоничной складчатостью, вплоть до пloyчатости и гофрировки (Каюпов, Казанин, 1963). На юго-западном фланге (Сарычабынский участок), в северо-восточном крыле разлома, нижнепалеозойские породы осложнены двумя круто погружающимися (40—70°) навстречу друг другу антиклинальными складками: Косагашской и Кояндинской. Осевая плоскость первой причленяется к сдвигу под острым углом и своей ориентировкой указывает направление смещения. Нижнепалеозойские породы в обеих складках дисгармонично смяты. Особенно сильно смяты (до пloyчатости) тонкослоистые известняки сууктjубинской свиты. В целом, по данным Ю. И. Казанина и А. К. Каюпова (1963, 1964), S-образные и более сложной формы мелкие складки в Коксу-Сууктjубинской зоне имеют крутонаклонные (70—85°) или вертикальные, реже опрокинутые шарниры. Ширина наиболее крупных из них достигает 1—2 км. Однако чаще встречаются более мелкие, шириной в несколько десятков или сотен метров, вплоть до гофрировки и пloyчатости. Последние характерны в основном для сланцевых горизонтов и тонкослоистых известняков, наиболее способных к пластической деформации. Осевые поверхности складок, как правило, падают вертикально и имеют преимущественно северо-западное направление. Углы падения пород на крыльях складок крутые (65—90°). В горизонтальной плоскости складки с крутыми шарнирами представлены S-образными изгибами слоев и флексурами. В вертикальном разрезе бoльшая часть этих складок обнаруживает опрокидывание к югу. Присдвиговые складчатые структуры в Коксу-Сууктjубинской зоне развиты в полосе шириной до 15 км (зона сдвига). По-видимому, на это же расстояние происходило и пластичное перемещение материала в крыльях Западно-Джунгарского разлома.

Сууктjубинская зона растяжения расположена в водораздельной части гор Сууктjубе и ограничена с юго-запада Центрально-Сууктjубинским и с северо-востока Коксуйским разломами. Зона растяжения находится в тыльной части Южно-Сууктjубинского взбросо-надвига. Общая протяженность зоны около 6 км, ширина более 1 км. Ее простираие совпадает с общим направлением основных складчатых и разрывных структур; все они вместе располагаются под острым углом к Западно-Джунгарскому сдвигу, образуя структуру типа «конского хвоста», весьма характерную для зон сдвиговых деформаций (Буртман и др., 1963) и обращенную острым концом к плоскости сдвига.

Нижнепалеозойские породы, слагающие Сууктjубинскую зону растяжения, на всем своем протяжении сохраняют крутое (70—90°), преимущественно моноклинальное залегание и только в верховьях р. Кусак испытывают второй флексурный изгиб, подобный S-образному горизонтальному изгибу нижнепалеозойских пород на Коксу-Сууктjубинском участке и обусловленный, очевидно, теми же причинами (за счет продольного сдавливания в процессе сдвигания). В общем плане зона растяжения выражается в виде сильно растянутого соединительного крыла горизонтальной флексуры. Вследствие неравномерного пластического растяжения породы нижнего палеозоя в зоне растяжения подвергаются будинажу с образованием значительных пережимов пластических пород и разлинзованием хрупких прослоев. По данным Ю. И. Казанина (1962, 1964), иногда породы с повышенной пластичностью (тонкослоистые известняки, сланцы и др.) уменьшаются в своей мощности до полного пережимания. Широко проявлены в

зоне растяжения линзы кварц-карбонатных брекчий, развиты многочисленные мелкие северо-западные и субширотные разрывы, которые способствовали формированию ослабленной (проницаемой) тектонической зоны со своеобразными карбонатно-кварцитовыми брекчиями. Зона проседания, совпадающая пространственно с областью растяжения и являвшаяся в целом зоной повышенной проницаемости, была благоприятным участком для последующего гидротермального метаморфизма, выразившегося в окварцевании дробленных и брекчированных пород. Пустоты в последующем были выполнены вторичным кварцем, в результате чего карбонатные трещинные брекчии в значительной мере были сцементированы кварцем и имеют вид карбонатно-кварцевых или окварцованных карбонатных брекчий. Местами, особенно на участках сопряжения или пересечения разрывов, это типичные кварциты, напоминающие монокварцитовые разности вторичных кварцитов Центрального Казахстана. Брекчированные и окварцованные породы, образованные главным образом по известнякам и в меньшей степени по песчаникам и сланцам, по данным Ю. И. Казанина (1964), слагают ряд кулисообразно расположенных блоков и линзовидных тел угловатой формы, часто ограниченных разрывами. Длина наиболее крупного блока около 5 км, ширина до 1 км, длина более мелких тел 0,5—2 км, ширина 100—800 м. Таким образом, центральная часть Сууктубинской зоны имеет вид гигантской тектонической брекчии, состоящей из отдельных блоков (линз) более нарушенных (брекчированных и окварцованных) пород среди растянутых, разлинзованных или будинированных вмещающих пород. Такое строение, по данным В. С. Буртман и др. (1963), считается весьма характерным для многих зон растяжения сложного строения, какой, по нашему мнению, и является Сууктубинская зона.

Подобную зону брекчирования в тех же сууктубинских известняках отметили Ю. И. Казанин и Ш. А. Байкенов (1964) и в северном крыле Текели-Усекского сдвига (горы Бурхансартау), в районе месторождения Усек. Длина обнаженной части линзовидного тела брекчированных пород здесь около 3,4 км при мощности до 1 км. Линза ориентирована согласно с крутозалегающими вмещающими известняками. По строению и расположению данная зона брекчирования, вероятно, также фиксирует зону растяжения.

Весьма характерными структурами в Коксу-Сууктубинской зоне сдвиговых деформаций являются Южно-Сууктубинский и взбросо-надвиг и сопровождающая его мощная зона интенсивного динамометаморфизма. Этот взбросо-надвиг проходит по южным склонам гор Сууктубе и протягивается субширотно, согласно простиранию основных складчатых структур, на 20 км, вдоль контакта сууктубинской свиты ордовика и отложений девона — нижнего карбона. При своем формировании Коксу-Сууктубинская зона, испытывая сжатие, воздымалась и перемещалась с севера на юг по крутонаклонной плоскости межформационного срыва. При этом блок нижнего палеозоя запрокинул складчатые сооружения девона и нижнего карбона на юг под углом 55—60°. Плоскость Южно-Сууктубинского взбросо-надвига сопровождается узкой (несколько метров) зоной сильно раздавленных пород и расплюснутых галек конгломератов. Последние приобретают тектонитоподобный облик. Породы девона и нижнего карбона в зоне взброса и в лежащем блоке на расстоянии 2—3 км к югу от плоскости взбросо-надвига интенсивно рассланцованы и превращены в филлитоподобные сланцы, порфирииды и туффойды. Девонские отложения слагают опрокинутые к югу (в сторону надвига) под углами 50—80° изоклиналильные складки сжатия, нарушенные межформаци-

онными взбросами. Южно-Сууктубинский взбросо-надвиг на востоке, южнее Сууктубинской группы месторождений, причленяется под острым углом к Западно-Джунгарскому сдвигу.

Среди разломов Коксу-Сууктубинской зоны преобладают северо-западные, меньше развиты субширотные нарушения и совсем мало зафиксировано северо-восточных и субмеридиональных, которые, как правило, более мелкие по масштабам и, по-видимому, более поздние по времени возникновения. По отношению к складчатым структурам среди них выделяются согласные (или субсогласные) и секущие. В первых преобладают сбросы, взбросы и взбросо-надвиги, во вторых — сдвиги, сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги. Разнообразие разрывов (сжатия, растяжения, сдвига) указывает на различный механизм их образования. Порядок (масштаб), взаиморасположение, сочетание и характер проявления таких разрывов еще недостаточно изучены, поэтому сейчас трудно говорить о закономерностях структурного рисунка, который образуют разломы разного порядка в Коксу-Сууктубинской зоне. Однако общая схема расположения наиболее крупных из них и определенная зависимость между направлением и морфологией разрывов (северо-западные разрывы — правые сдвиги, сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги, субширотные — сбросы, взбросо-надвиги, субмеридиональные и северо-восточные — правые и левые сдвиги, сбросы) позволяют высказать предположение, что большая часть этих разломов формировалась в процессе сложного сдвижения, происходившего вдоль Западно-Джунгарского разлома, являясь его производными.

Текелийская зона сдвиговых деформаций расположена в северо-восточном крыле Западно-Джунгарского сдвига и несколько отличается по строению от Коксу-Сууктубинской. Ее особенностями являются большая простота пликативных дислокаций и меньшая напряженность сдвиговых деформаций. Однако здесь также выделяются структуры растяжения, сжатия и сдвига. Ведущее место занимают первые, тогда как структуры сжатия и сдвига распространены локально и играют подчиненную роль.

Главной структурой является Текелийская зона растяжения, расположенная между Западно-Джунгарским и Текели-Усекским правыми сдвигами. Ширина этой зоны достигает 1 км, длина более 20 км. Возможно, что восточнее, между Текели-Усекским и Арасан-Тышканским сдвигами, находится аналогичная раздвиговая зона. В целом Текелийский раздвиг, очевидно, приурочен к зоне Текели-Сайрамнорского глубинного разлома, разграничивающего Южно-Джунгарский антиклинорий и Бороталинский синклиний.

Зона Текелийского раздвига субширотно линейно вытянута, интенсивно нарушена межформационными и межпластовыми параллельными срывами, сбросами и взбросо-сдвигами и в меньшей степени — секущими сдвигами и сбросо-сдвигами, многократные подвижки по которым вызвали образование большого числа трещин скалывания и отрыва, заполненных согласными и секущими дайками, кварцевыми жилами, иногда окварцованными, и рудными телами. Мощность многочисленных послонных зон интенсивного рассланцевания, дробления, брекчирования и смятия пород колеблется от нескольких до 100 м. Ярко выражено тектоническое разлинзование слоев особенно в рудном горизонте. Крутозалегающие (60—80°) сууктубинская и текелийская толщи на западном фланге раздвига, расположенном ближе к Западно-Джунгарскому сдвигу, осложнены S-образным горизонтальным изгибом, образующим две сопряженные складки с крутыми шарнирами (Текелийскую антиклиналь и Черкасайскую синклиналь) и дисгармоничной складчатостью высокого порядка. Мелкие складки

с крутыми шарнирами, наблюдаемые в Текелийской зоне, располагаются, как правило, вдоль сдвигов II и III порядков, косо рассекающих Текелийский раздвиг в северо-западном направлении. Амплитуды горизонтальных смещений по ним колеблются от нескольких сот метров до 2—3 км. В основном сдвиги правые. Крутошарнирные складки, почти всегда расположенные по отношению к плоскости сдвигов под острым углом (15—30°), можно рассматривать как вторичные складки волочения, образовавшиеся при горизонтальных перемещениях вдоль этих сдвигов. Складки возникали, по-видимому, во время пластической деформации.

Общая амплитуда Текелийского раздвига, определенная приблизительно по суммарной мощности дайковых образований, развитых в зоне, равна 500—600 м. В западной части, ближе к Западно-Джунгарскому сдвигу, амплитуда равна 200—300 м, в центральной части раздвига она максимальная и достигает 500—600 м, восточнее, ближе к Текели-Усекскому сдвигу, амплитуда уменьшается до 100—150 м. Максимум растяжения в центральной части раздвига (район месторождений Текели и Западное Текели) обусловлен, очевидно, расположением данного участка между двумя правыми сдвигами II порядка, рассекающими Текелийскую зону в северо-западном направлении. В целом растяжение в зоне Текелийского раздвига достаточно большое. Оно накапливалось, по-видимому, длительное время.

Насыщенность зоны Текелийского глубинного раздвига разрывами, хорошая проницаемость, тектоническое разлинзование, послыное дробление, смятие и рассланцевание пород, осложняющая дисгармоничная складчатость — все это благоприятствовало проникновению рудоносных растворов и локализации рудных месторождений, что выразилось в приуроченности к зоне раздвига полиметаллических месторождений Текели, Западное Текели, Яблоновое, Александровское и др.

Особенно интересны в Текелийской зоне растяжения участки тектонического разлинзования рудного горизонта, поскольку именно с ними, т. е. с линзовидными раздувами рудного горизонта, по данным Х. И. Мурсалимова и А. И. Орлова (1964), тесно пространственно связано полиметаллическое оруделение. Рудоконтролирующими являются преимущественно макробудины (линзы), замещившиеся рудой, и в меньшей степени — межбудинные пережимы. А. К. Каюпов и Ю. И. Казанин считают, что линзовидные раздувы возникли при тектоническом разлинзовании. По их представлениям, тектоническому разлинзованию и образованию структур будинаж подвергались не только породы рудного горизонта. Часто разорваны и растащены прослои известняков и доломитов, дайки диоритовых и диабазовых порфириров, реже гранит-порфиоров, залегающие среди углисто-глинистых сланцев рудного горизонта. Почти на протяжении всей Текелийской зоны раздувы, образующие линзы длиной до 2 км, сменяются пережимами как по простирацию, так и по падению. Растяжению в Текелийской зоне, помимо преобладающих вертикальных движений по субширотным разрывам, в определенной мере способствовали и правосторонние сдвиги вдоль Западно-Джунгарского и Текели-Усекского разломов и сбросо-сдвигов II и III порядков. Эти движения, очевидно, обусловили чередование растягивающих и сжимающих усилий, возникавших при формировании Текелийской зоны.

Структурой сжатия в Текелийской зоне сдвиговых деформаций является Усть-Солдатский взбросо-надвиг. По способу проявления и субширотной ориентировке он аналогичен Южно-Сууктубинскому взбросу. Расположен Усть-Солдатский взбросо-

надвиг во фронтальной части Текелийского раздвига, в устье ручья Солдатсай, вблизи месторождения Текели. По этому разрыву известняки сууктубинской свиты взброшены и надвинуты на вулканиты нижнего карбона. Последние слагают опрокинутую к югу привзбросовую синклиналь. Плоскость взброса падает круто ($60-70^\circ$) на юг. Под такими же углами, очевидно, запрокинута к югу северное крыло синклинали. В подвзбросовом крыле породы претерпели сильный динамометаморфизм; эффузивы и туфы преобразованы в порфиroidы, а глинистые породы — в сланцы и филлиты. Западным флангом Усть-Солдатсайский взбросо-надвиг причленен под острым углом к Западно-Джунгарскому сдвигу. На востоке он, видимо, затухает или теряется в Токтамысской гранитной интрузии.

Вопрос о механизме образования кратко описанных выше структур сжатия, растяжения и сдвига достаточно сложный и требует, очевидно, самостоятельного рассмотрения. В общих чертах формирование Коксу-Сууктубинской и Текелийской зон сдвиговых деформаций, видимо, можно представить следующим образом. Первоначальное региональное напряжение сжатия (досдвиговый этап) было ориентировано, по-видимому, в меридиональном направлении (см. рис. 3, I). Возникшие при этом горизонтальные движения вызвали сдвиг и перемещения блоков вдоль Западно-Джунгарского разлома относительно друг друга в направлении по ходу часовой стрелки — правый сдвиг (см. рис. 3, II). Это обусловило в юго-западном крыле сдвига крутой поворот структур из первоначального широтного направления к северо-западу вдоль плоскости сдвига, что, в свою очередь, вызвало дополнительное сжатие, последующее воздымание, опрокидывание и надвигание этих структур к югу на более молодые комплексы пород. Направление сдавливающих горизонтальных напряжений на этом этапе (сдвиге) становится уже продольным (субширотным) по отношению к простиранию ранее сформированных складчатых структур, а растягивающих — поперечным (субмеридиональным). Таким образом, появление дополнительных продольно-направленных сил напряжения является производным сдвиговых перемещений. Прилегающие к сдвигу участки (блоки) подвергаются пластической деформации сложного сдвигания, сопровождающейся, в свою очередь, локальным сжатием и растяжением. В этот момент, видимо, и формируются присдвиговые складки с крутыми или вертикальными шарнирами, обязанные своим происхождением горизонтальному движению (см. рис. 3, III). Этот процесс сопровождается пластическим течением материала, следы которого отчетливо видны на некоторых участках в Коксу-Сууктубинской и Текелийской зонах в породах нижнего палеозоя, обладающих повышенной пластичностью (тонкослоистые известняки, сланцы и др.). По мнению А. В. Пейве (1960), пластическое течение веществ покровных образований не может служить первопричиной складчатости. Оно сопутствует складчатости, возникшей в результате перемещений блоков фундамента. Пластическое перераспределение материала, в свою очередь, предопределяется явлениями нагнетания, выжимания и волочения, которые обусловлены, по-видимому, неравномерностью и разнонаправленностью местных напряжений, создающихся в присдвиговой зоне деформаций. Расположение участков выжимания, нагнетания и волочения и их сочетание носит сложный характер и зависит, видимо, от многих факторов (характера сдвигаемой структуры, физических и литологических свойств слагающих ее пород, ориентировки местных напряжений и др.). В целом механизм формирования складчатости сдвига, по данным А. В. Лукьянова (1965), представляется как процесс, в результате которого образую-

щийся при сдвигании изгиб приразломной зоны, пересекая крутонаклоненные слои, вызывает образование складок с крутыми шарнирами, т. е. эти складки порождены горизонтальными сдвиговыми движениями. Такой механизм образования складок с крутыми шарнирами вполне соответствует и нашему случаю и не вызывает каких-либо противоречий. А. В. Пейве (1960) считает складки с вертикальными шарнирами характерным элементом складчатости сдвига.

Динамика образования крутопогружающихся (горизонтальных) складок, по В. С. Буртман (1968), определяется условиями, при которых максимальное и минимальное напряжения расположены в горизонтальной плоскости, а ось промежуточного напряжения ориентирована вертикально (т. е. $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$). Вопрос о кинематике этого процесса сложный, так как при формировании складок с крутыми или вертикальными шарнирами может сочетаться несколько механизмов или способов их образования. В нашем случае при образовании крупных флексур и складок с крутыми шарнирами (Косагашская, Коксуйская, Текелийская и др.) на первом этапе преобладал, вероятно, механизм продольного изгиба, возникший в процессе сдвига, а в формировании мелкой дисгармочной складчатости, плейчатости и гофрировки на более позднем этапе участвовал, вероятно, и механизм течения. Наконец, имеются, по-видимому, и типичные складки, возникшие в процессе волочения, — складки, непосредственно примыкающие к плоскости сдвигов. Во многих случаях указанные механизмы, видимо, сочетаются и выделить главный из них затруднительно. Однако общим для всех способов, по В. С. Буртман (1968), является то, что изгиб слоя и перемещение материала происходят в горизонтальном направлении. Положение крутошарнирных складок и их масштабы зависят главным образом от направления и, возможно, от амплитуды сопровождающих их сдвигов. В частности, в положении Западно-Джунгарского сдвига и оперяющих его разрывов, с одной стороны, и сопровождающих их крутошарнирных складок изгиба и волочения, с другой, наблюдается определенная геометрическая зависимость, выражающаяся в том, что в большинстве случаев складки прилегают к линии сдвигов под острым углом ($15-30^\circ$) и своим направлением указывают на направление смещений вдоль разломов. По этому поводу Дж. Муди и М. Хилл пишут, что «количественные соотношения, существующие между первичными сдвигами (и сдвигами более высоких порядков) и складками волочения, не известны. В ассоциации со сдвигами сравнительно небольшого перемещения могут развиваться крупномасштабные складки волочения. Ориентировка складок и надвигов дает нам указание, которое может быть использовано для установок сдвигов, так как сдвиг, по отношению к которому любая данная антиклинальная складка или надвиг вторичны, должен образовывать с осью антиклинали или с простиранием плоскости надвига острый угол. Складки волочения должны быть асимметричными или опрокинутыми на крыле, ближайшем к родоначальному сдвигу. Вершина угла должна быть обращена в сторону, противоположную к направлению латерального движения блока». На многих участках Коксу-Текелийского района, о которых имеется достоверный фактический материал, указанные закономерности сочетания крутошарнирных складок с порождающими их разрывами выдерживаются и четко отображают сдвиговый характер горизонтальных движений, обусловивших формирование этих складок.

Весьма трудно установить время заложения Западно-Джунгарского разлома и первоначальный способ его образования. Более уверенно можно говорить о наиболее крупных движениях, учитывая сме-

щение пересекаемых разломом пород. Начало сдвиговых перемещений по Западно-Джунгарскому разлому можно предполагать в верхнем палеозое, очевидно, в главную для района среднекаменноугольную фазу тектогенеза. Значительные горизонтальные перемещения вдоль Западно-Джунгарского сдвига происходили и позднее, о чем свидетельствуют разрывы и смещения верхнепалеозойских интрузий и связанных с ними даек (Мулалинский массив, возможно, Токтамысский и др.). Более ранние сдвиговые движения по разлому не установлены, однако не исключено и более древнее его существование, но не в виде сдвига, а в качестве глубинного сброса, в зоне которого (в среднем, а возможно, и нижнем палеозое) преобладали вертикальные перемещения, обусловившие его вертикальную амплитуду более 1 км.

В кайнозое горизонтальные движения в сочетании с вертикальными по Западно-Джунгарскому разлому возобновились. Горизонтальные перемещения четко устанавливаются по смещению русел рек и ручьев вдоль главного сдвига и опирающихся сбросо-сдвигов. На правом берегу р. Текели правосторонние смещения русел ручьев, впадающих в р. Текели, по опирающим нарушениям достигают 400—500 м. Значительные новейшие смещения отмечены вдоль Западно-Джунгарского сдвига. Особый интерес представляет резкий (почти на 90°) изгиб русла р. Текели. Между I и II кордонами, на расстоянии около 6 км, русло р. Текели имеет широтное простирание. В зоне разлома оно принимает северо-западное направление, точно совпадающее с простиранием нарушения, и, имея такую ориентировку, доходит до слияния с реками Чижа и Кара. После слияния, по другую сторону от сдвига, русло опять приобретает прежнее широтное направление. По-видимому, за счет сдвинутого к северу юго-западного блока долина р. Текели оказалась замкнутой северным выступом Сарынокайского хребта (пермский Сарынокайский массив гранит-порфиров) и смещена по направлению сдвига. Далее к северу-западу изгибы русел, хотя и меньшего масштаба, наблюдаются вблизи Западно-Джунгарского сдвига по рекам Коктал, Ащибулак, Батпак и др. Величина смещений у них меньше — от нескольких сотен метров до 1—2 км.

Подтверждением современных горизонтальных движений по Западно-Джунгарскому сдвигу служат, по-видимому, землетрясения, часто отмечаемые в Джунгарском Алатау. Под влиянием землетрясения, вероятно, возник обвал в зоне Западно-Джунгарского сдвига, вызвавший в 1958 г. в районе Текели катастрофический селевой поток.

Проанализировав сдвиговую природу Западно-Джунгарского разлома и выяснив главные закономерности взаимного положения участков сжатия, растяжения и сдвига, можно легко предугадать их появление на том или ином отрезке разлома в зависимости от его конфигурации. А поскольку в Коксу-Текелийском районе с зонами сдвиговых деформаций, при сочетании их с другими благоприятными рудоконтролирующими факторами (литологическим и др.), пространственно совпадают рудные поля, то такой прогноз представляет прямой практический интерес. Наиболее благоприятны для зон сдвиговых деформаций, сопровождающихся соответствующим комплексом складчатых и разрывных структур (Буртман и др., 1963), 1) зоны сочленения или пересечения сдвигов с глубинными продольными разломами, 2) зоны искривления сдвигов по простиранию, 3) участки развития серии сближенных правых сдвигов, где каждый последующий сдвиг расположен слева от предыдущего, и др.

Таковыми площадями в Текелийской металлогенической зоне являются Коксу-Сууктубинский и Тышкан-Усекский участки (зоны сочленения Западно-Джунгарского и Текели-Усекского сдвигов с Южно-

Джунгарским глубинным продольным разломом), Текелийский и, вероятно, Сатылы-Коксуйский участки (зоны растяжения между двумя правыми сдвигами). Не меньший интерес, на наш взгляд, представляют участки пересечения Текели-Усекским и Тышкан-Арасанским сдвигами зон Текели-Сайрамнорского и Сарычильдинского глубинных разломов и других внутризональных, особенно в Джунгарском антиклинории.

Как известно, зоны сжатия и зоны растяжения довольно часто встречаются не только на флангах сдвигов, но и на их продолжении, в местах, где сместитель сдвига имеет ступенчато-извилистый характер, т. е. в местах его искривления. Поэтому требуются дополнительные исследования вдоль Текели-Усекского сдвига, особенно на участках пересечения им рудовмещающих сууктюбинской и текелийской свит, поскольку морфология и другие особенности этого разлома изучены еще очень слабо.

Участки развития серии сближенных правых сдвигов, где могли возникать сдвиговые деформации, по данным Б. И. Триска и А. В. Смирнова, имеются на южном крыле Бороталинского синклинория, являющемся в то же время северным крылом Южно-Джунгарского антиклинория, на пересечении его Текели-Усекским сдвигом. Все участки сочленения, пересечения, искривления и сближения разломов, особенно на площадях развития благоприятного нижнепалеозойского комплекса, потенциально перспективны на новые месторождения и рудопроявления.

Активная жизнь Западно-Джунгарского и Текели-Усекского разломов в верхнем палеозое имела, очевидно, непосредственное отношение к рудообразованию. Неоднократные горизонтальные движения значительно осложнили первичную складчатую структуру толщ. Особенно сильно это отразилось на нижнепалеозойском комплексе, литологический состав которого (тонкослоистые известняки, сланцы и т. п.) был весьма благоприятным. Именно при пересечении нижнепалеозойского комплекса (Коксу-Сууктюбинский, Текелийский, Сарычабынский и Тышкан-Усекский участки) отмечено наиболее широкое развитие вторичных сдвиговых складчатых и разрывных структур, благоприятных для локализации рудных месторождений. Особенно важную роль, видимо, сыграло отклонение правостороннего Западно-Джунгарского сдвига влево, вблизи его сочленения с Южно-Джунгарским продольным разломом. Как следствие возникла мощная Коксу-Сууктюбинская зона сдвиговых деформаций, с которой пространственно совпадает Коксу-Сууктюбинское рудное поле. В противоположном северо-восточном крыле сдвига имеется мощная зона растяжения Текелийского глубинного раздвига, унаследовавшего, по-видимому, зону Текели-Сайрамнорского продольного разлома. В этой зоне наблюдаются локальные участки сжатия. Пространственно с Текелийской зоной растяжения — сжатия совпадает Текелийское рудное поле.

Особенности строения Коксу-Текелийского рудного узла подтверждают предположение об определяющей роли разрывных нарушений в формировании структуры Коксу-Сууктюбинского и Текелийского рудных полей и локализации оруденения в их пределах. Другими словами, представляется более вероятным, что в формировании современной структуры Коксу-Текелийского района главную роль сыграл механизм сдвижения.

Занимая в системе важнейших разломов Восточного Казахстана срединное положение и являясь, очевидно, юго-восточным продолжением Актасской сдвиговой зоны, Западно-Джунгарский разлом обнаруживает много общих черт с Таласо-Ферганским и Алакульско-

Джунгарским сдвигами, детально описанными В. С. Буртман (1964) и В. С. Войтович (1969). Наиболее близок по положению и особенностям проявления Алакульско-Джунгарский разлом. Их сближают: 1) северо-западная ориентировка; 2) вертикальное или близкое к вертикальному залегание плоскостей сместителей, 3) диагонально секущее положение по отношению к герцинским складчатым структурам Джунгарского Алатау; 4) сбросо-сдвиговый характер проявления; 5) близкие амплитуды правосторонних горизонтальных перемещений, достигающие 15 км*; 6) синхронность периодов активности, совпадающих, по-видимому, с главными фазами складчатости (вероятное время проявления первых горизонтальных перемещений — верхний палеозой); 7) наличие сдвиговых смещений в новейшую эпоху. Глубина заложения Алакульско-Джунгарского разлома, по-видимому, несколько больше, чем Западно-Джунгарского, о чем свидетельствует присутствие в зоне первого ультрабазитов.

Сходны и сопряженные продольные разломы — Барлык-Алакульский и Южно-Джунгарский. Оба нарушения являются краевыми глубинными разломами (по классификации А. В. Пейве, 1960) и разграничивают на севере и юге структурно-формационные зоны с различной геологической историей (Илийско-Балхашский вулканический пояс и Джунгарскую миогеосинклиналь). Оба имеют согласное по отношению к палеозойским складчатым структурам субширотное простирание, по которым происходили взбросо-надвиги. В обоих случаях отмечается активная жизнь разломов в варисскую эпоху и намного более слабая в новейшую.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Западно-Джунгарский сдвиг наряду с Алакульско-Джунгарским, Сандыктас-Чулакским, Текели-Усекским и Тышкан-Арасанским сбросо-сдвигами является одной из крупнейших структур в Джунгарском Алатау. Для него характерны кососекущее положение по отношению к простиранию палеозойских складчатых структур Джунгарского Алатау, отчетливо правостороннее смещение и амплитуда горизонтальных перемещений не менее 15 км.

2. Сдвиговые перемещения по Западно-Джунгарскому разлому начались, вероятно, в среднекаменноугольную фазу тектогенеза и проявлялись в течение всего верхнего палеозоя. Вертикальные и горизонтальные перемещения по разлому отмечаются и в новейшее время. Шарнирные движения по разлому обусловили разную направленность вертикальных перемещений на юго-восточном и северо-западном флангах.

3. Сдвиговые деформации сыграли главную роль в формировании S-образных флексурных изгибов и мелких крутошарнирных складок, широко развитых в нижнепалеозойских толщах Коксу-Текелийского района.

4. В целом представляется наиболее вероятным, что в формировании современной структуры Коксу-Текелийского района ведущая роль принадлежала механизму сдвигания.

5. Западно-Джунгарский разлом и его оперяющие разрывы оказали решающее влияние на положение Коксу-Текелийского рудного узла и локализацию в его пределах рудных месторождений.

* Данные об амплитуде горизонтальных перемещений по Алакульско-Джунгарскому разлому у разных авторов различны. В. А. Буш, В. К. Дмитриева, Н. И. Филатова (1968) вслед за А. Ф. Степаненко оценивают его амплитуду в 6 км. В. С. Войтович (1969) предполагает, что суммарная амплитуда горизонтальных перемещений по Алакульско-Джунгарскому (или Джунгарскому) разлому достигает 30 км. Нам кажется, что вторая величина, возможно, несколько завышенная, ближе к истине.

Л. И. СКРИННИК, А. В. СМЕРНОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНО-ДЖУНГАРСКОГО РАЗЛОМА

Южно-Джунгарский разлом является одним из крупных тектонических элементов Юго-Восточного Казахстана. Благодаря своему положению и рудоконтролирующей роли он привлекал внимание многих исследователей. В связи с этим большой интерес представляет выяснение его геологической истории. Несмотря на детальные работы, единого мнения о роли разлома в распределении палеозойских осадков пока не сложилось. Некоторые авторы (Беспалов, 1965) считают его разломом длительного развития и его заложение относят к каледонской эпохе. По их мнению, Южно-Джунгарский разлом в среднем палеозое служил границей структурно-фациальных зон. В частности, в работе, посвященной Конуроленскому разлому (Ильясов и др., 1965), указано, что время заложения разлома никак не может быть моложе верхнего лудлова (по современным представлениям — нижнего девона), с которого начинается разрез морских раннегерцинских формаций в Северо-Джунгарской структурно-фациальной зоне. В то же время существует мнение (Буш, 1962; Филатова, Буш, 1965), согласно которому главная контролирующая роль в распределении морских и континентальных фаций среднего палеозоя принадлежит Сайрамнорскому региональному разлому, расположенному севернее. Третья точка зрения на роль Южно-Джунгарского разлома в среднем палеозое принадлежит А. Е. Шлыгину (1964), который считает, что границей области каледонид и герцинской геосинклинали являлась широкая тектонически ослабленная зона, ограниченная с севера Сайрамнорским и с юга Южно-Джунгарским разломами. Заложение ее относится к концу каледонской — началу герцинской эпох тектогенеза.

Южно-Джунгарский разлом прослежен на расстояние около 350 км от Южно-Прибалхашских пустынь до границ СССР и Китая. Его простираение меняется от северо-западного до широтного; в плане он вырисовывается в виде дуги большого радиуса, выпуклостью обращенной к югу. В среднем течении р. Бурхан разлом сочленяется с Текели-Усекским региональным разломом, а несколько восточнее, у подножия гор Тышкантау, — с Конуроленским. В Китае Южно-Джунгарский и Текели-Усекский разломы продолжают в крупном тектоническом субширотном нарушении, протяженность которого приближается к 750 км.

Блок, ограниченный Южно-Джунгарским разломом с юга, представляет огромную чешую, несколько надвинутую на площадь, рас-

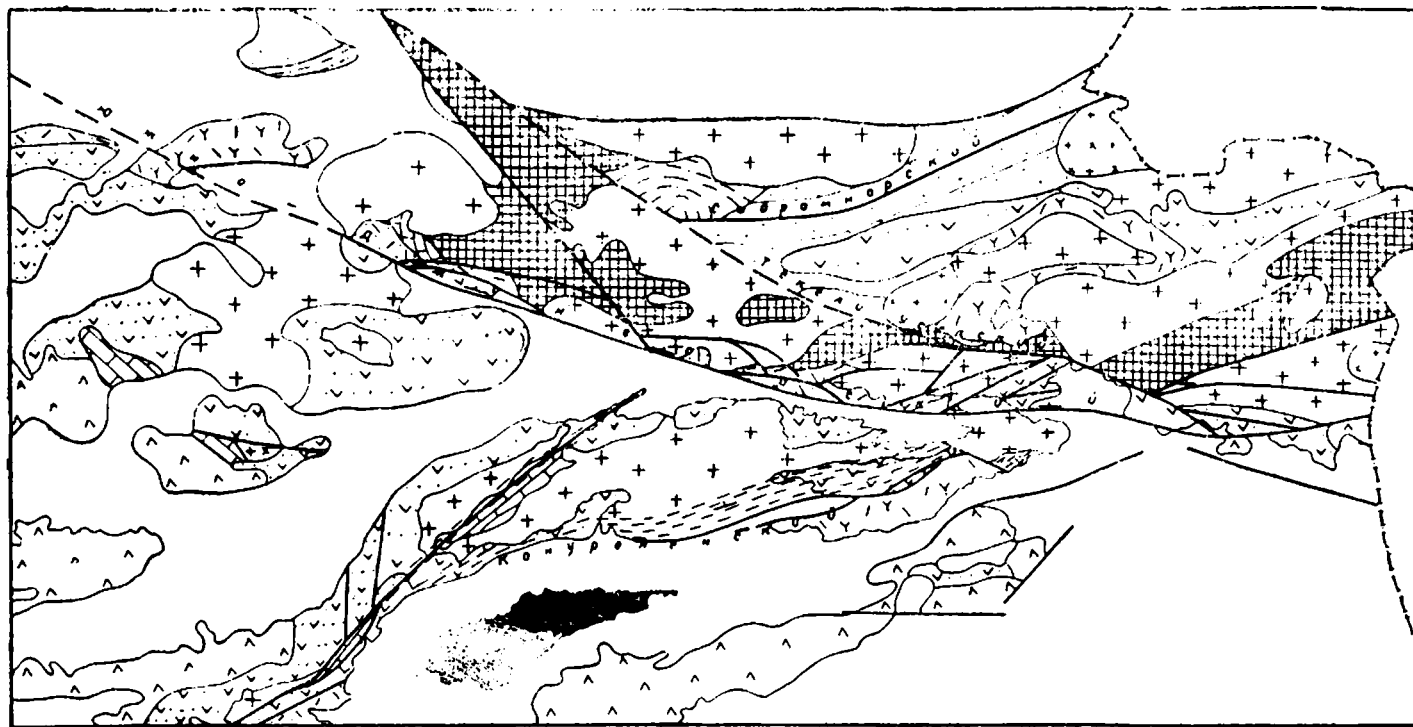
положенную южнее. Падение плоскости разлома северное, под углом 50—70°. В зоне разлома широко развиты опрокинутые и лежащие складки. В частности, на южном склоне гор Кызылкия наблюдается опрокинутое залегание отложений нижнего карбона под известняками ордовика. Падение осевой плоскости складки северное, под углом 50—60°. Далее к востоку, в зоне Южно-Джунгарского разлома, песчаники и конгломераты верхнего визе — намяра под углом 70° «перекрываются» эффузивно-пирокластической толщей турне — низов визейского яруса. Наиболее интересное явление, подтверждающее надвиговый характер перемещений вдоль разлома, наблюдалось восточнее, в месте пересечения его р. Усек. Здесь, на левом берегу реки, в стенке глубокого оврага, впадающего с востока, наблюдается опрокинутое залегание третичных красноцветных глин и налегание на них туфов и кварцевых порфиров нижнего карбона. Угол падения глин в зоне контакта достигает 60—70° на север.

На всем протяжении Южно-Джунгарский разлом сопровождается опояривающими нарушениями, образующими зону шириной 4—5 км. Расстояние между наиболее крупными ветвями до 1,5 км. Нарушения пересекаются, ветвятся и сливаются, ограничивая серию линзообразных блоков, надвинутых друг на друга. Часты межформационные срывы. Например, на южном склоне гор Сууктубе, в зоне Южно-Джунгарского разлома, наблюдаются три ступенями поднимающихся тектонических блока, каждый шириной 1—1,5 км. Нижний сложен породами визе и намюрского ярусов, нормально залегающими, вышележащий — турнейскими эффузивами, а самый северный блок представлен известняками ордовика. Интересна серия дугообразных нарушений, представляющих северные ветви Южно-Джунгарского разлома: Коккезенские, разломы Итчеку, Акчубарский, Солдатсайский, Сууктубинский, Коксуйский и др. Эти нарушения сопровождаются зонами гидротермально-измененных пород, к которым приурочены месторождения и рудопроявления полиметаллов.

Для зоны Южно-Джунгарского разлома характерно значительное рассланцевание пород, особенно отчетливо проявляющееся на западном фланге (в горах Сууктубе). Эффузивные и пирокластические образования в зоне рассланцевания превращены в порфиroidы, туффoidы и кварцево-серицитовые сланцы. Ширина зоны 300—1000 м, прослеженная длина около 30 км.

Анализ распределения фаций и следы тектонических движений позволяют проследить историю развития Южно-Джунгарского разлома в раннем и среднем палеозое. Каледонский структурный этаж в Южной и Центральной Джунгарии образован породами кембрия и ордовика. Выходы их наблюдаются лишь севернее Южно-Джунгарского разлома и представлены морскими терригенно-карбонатными толщами, фациальный облик которых как в меридиональном, так и в широтном направлении не изменяется. Южнее зоны разлома эти образования глубоко погружены под средний палеозой.

Отложения нижнего силура развиты только южнее Южно-Джунгарского разлома (вдоль р. Биже, р. Коксай и на южном склоне хр. Алтынмель). Состав их довольно пестрый: известняки, песчаники, конгломераты, туфы, туффиты. Верхнесилурийские осадки в регионе не известны. Севернее Южно-Джунгарского разлома отмечены лишь нижнедевонские отложения, представленные прибрежными песчаниками и известняками. Размещение силурийских и нижнедевонских осадков, по мнению некоторых исследователей, свидетельствует о дифференцированных перемещениях вдоль Южно-Джунгарского разлома и, следовательно, о его древнем заложении.



Структурно-геологическая схема Центральной и Южной Джунгарии. 1 — верхнепалеозойские вулканиты; 2 — среднекарбоновые гранитоиды; 3—4 — нижнекарбоновые вулканиты: 3 — средневизейско-намюрские, 4 — турнейско-нижневизейские; 5 — нижнекарбоновые терригенные отложения; 6 — девонские терригенные отложения; 7 — силурийские карбонатные отложения; 8 — дипслорийские гранитоиды; 9 — нижнепалеозойские осадочные образования; 10 — региональные разломы и нарушения системы Южно-Джунгарского разлома (а — установленные, б — предполагаемые); 11 — зоны рассланцевания; 12 — наклон плоскости сместителя.

Более молодые образования, относящиеся к раннегерцинскому этажу, в Южной Джунгарии представлены локально развитыми отложениями девонской системы и мощными вулканогенными толщами нижнего карбона. Распределение их относительно зоны Южно-Джунгарского разлома следующее. Морские фации нижнего девона отмечены в горах Сууктюбе и Керегетас. Выходы их расположены севернее изображаемой на картах линии Южно-Джунгарского разлома соответственно в 5 и 10 км. Вблизи разлома эти отложения отсутствуют, вулканогенные породы нижнего карбона залегают непосредственно на ордовикских известняках. Нижний девон представлен прибрежными известняками и песчаниками с линзами конгломератов, площади выходов их невелики. Вполне возможно, что появление этих отложений в Южной Джунгарии обязано извилистости береговой линии девонского бассейна, основная граница которого проходила севернее, вдоль Сайрамнорского разлома, где алевроит-песчаниковая толща имеет мощность более 1000 м. На большей части Южной Джунгарии девонские осадки отсутствуют, и лишь в зоне Конуроленского разлома известны континентальные вулканогенно-молассовые образования, накопившиеся в узком приразломном прогибе. Границей структурно-формационных зон девона служил, вероятно, Сайрамнорский разлом, к северу от которого в Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе в течение среднего палеозоя существовал устойчивый морской режим.

В начале раннего карбона вблизи разлома осадконакопление шло в континентальных условиях, поэтому следов изменения режима около него не заметно. При анализе состава эффузивно-пирокластической толщи турне — низов визейского яруса выявляются некоторые интересные особенности. На обширной территории юго-западной и южной частей Джунгарского Алатау извергались продукты липаритового и липарито-дацитового вулканизма, обильны игнимбриты и разнообразные пирокластолиты. Эти породы имеют несколько повышенную щелочность и содержат большое количество (до 40% объема породы) фенокристаллов кварца, полевых шпатов, биотита. Особенно характерны эти черты для турнейской вулканогенной толщи гор Сууктюбе. Севернее и юго-восточнее района гор Сууктюбе, Котуркаин, Итчеку турне — низы визе представлены базальт-липарито-дацитовой формацией, отчетливо приуроченной к зонам Конуроленского и Сайрамнорского разломов. По мере удаления от них к западу и юго-западу исчезают базальтовые покровы. Кислые породы этой формации содержат небольшое количество вкрапленников плагиоклаза (до 15%) и изредка кварца. Это подчеркивает спокойный режим в магматических камерах, питавших вулканические аппараты района Сууктюбе — Итчеку, в то время как соседние с юга и севера участки, расположенные вблизи крупных расколов, испытывали многочисленные подвижки, сопровождавшиеся приоткрыванием трещин и подачей слабодифференцированной базальтовой магмы.

В визейский и намурский века преобладали островные и прибрежные условия накопления вулканогенно-осадочных толщ и лишь на западе (в горах Алабасы, Жуантобе) и в зоне Сайрамнорского разлома развиты морские отложения, содержащие фауну. Граница площадей распространения морских и прибрежно-лагунных отложений имела сложные очертания, обусловленные пересечением разнонаправленных разломов. В центральной части Джунгарского Алатау она проходила вблизи Сайрамнорского разлома, а на юго-западе наискось пересекала зону Южно-Джунгарского разлома. По-прежнему вблизи разлома и в полосе шириной 20 км к югу от него вулканиты имеют более кис-

лый состав, чем в зонах Конуроленского и Сайрамнорского разломов, где в визе — намюре преобладали андезито-базальты и андезиты.

Таким образом, в нижнем карбоне фации вблизи Южно-Джунгарского разлома не менялись. Полоса вдоль разлома относилась к довольно жесткому блоку, ограниченному с севера Сайрамнорским и с юго-востока Конуроленским разломами, контролировавшими размещение андезито-базальтовых и базальтовых вулканов. Очевидно, блок пересекался местными тектоническими нарушениями, оперяющимися к отмеченным региональным. К мелким разрывам были приурочены вулканические аппараты, в процессе деятельности которых накапливались толщи липаритового и дацитового состава.

Среднекаменноугольный тектогенез, охвативший Северную Джунгарию, создал несколько крупных расколов в краевой части области каледонид. Очевидно, во время первых движений Южно-Джунгарский разлом обновился и началась наиболее активная стадия его существования. Внедрились многочисленные субвулканические тела, имеющие ориентировку, параллельную разлому. Они известны на южных склонах гор Сууктубе, Кызылкия, Коккезен и по составу очень близки вулканогенным накоплениям верхнего визе — намюра.

В связи с горизонтальными перемещениями масс, являющимися отражением складчатости в расположенной севернее Джунгаро-Балхашской геосинклинали, в зоне Южно-Джунгарского разлома происходили интенсивные сжатия, вызвавшие рассланцевание пород, и складчато-глыбовые дислокации. В заключительную фазу среднекаменноугольной складчатости внедрились интрузивные тела разнообразного состава — от габбро до лейкократовых гранитов. Любопытно, что в зонах Конуроленского, Текели-Усекского разломов эта формация представлена полным набором пород, начиная от пироксенов и кончая лейкократовыми гранитами повышенной щелочности. В зоне Южно-Джунгарского разлома ультраосновные породы отсутствуют, очень незначительно развиты габбро, тогда как средние и кислые разности распространены очень широко.

В дальнейшем Южно-Джунгарский разлом испытывал многократные подвижки и, вероятно, в верхнем палеозое отделял горные сооружения от лежащих к югу наложенных впадин, в которых вулканы перемежаются с красноцветными молассами. В настоящее время Южно-Джунгарский разлом почти на всем протяжении ограничивает южную ветвь главного хребта Джунгарского Алатау, также являясь границей области сноса и накопления.

Таким образом, судя по времени заложения, Южно-Джунгарский разлом относится к ряду крупных тектонических швов, отделяющих Казахстанско-Северо-Тяньшанский каледонский массив от Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Основные структуры этой зоны были заложены в начальные этапы существования геосинклинали, однако часть разломов образовалась или, по крайней мере, испытывала подновление позднее. Это отчетливо подтверждается на примере Южно-Джунгарского разлома: достоверные следы смены фаций вдоль него отмечены в раннем силуре; в девоне и раннем карбоне он не играл заметной роли в распределении осадков, в то время как соседние с ним Конуроленский и Сайрамнорский тектонические швы выделялись наиболее активной вулканической деятельностью и служили основными магмоподводящими каналами вулканов. Наиболее активные движения в зоне разлома связаны со среднекаменноугольной складчатостью в Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе. Направление перемещений соответствует движению масс формирующейся складчатой области в сторону жесткого каледонского массива.

АЛЬПИЙСКИЙ ТЕКТОГЕНЕЗ В ЮЖНОМ КАЗАХСТАНЕ

При геологическом картировании обычно подробно описываются герцинские и более древние дислокации, но мало внимания уделяется альпийским. Однако альпийские и современные тектонические движения, с которыми связаны землетрясения и другие катастрофические явления, несомненно, заслуживают тщательного изучения. На примере геологически сложно построенной территории Южного Казахстана удобно рассмотреть основные, в некоторой мере дискуссионные вопросы альпийского тектогенеза. К их числу относятся представления об объеме или продолжительности эпохи альпийского тектогенеза, терминологии тектонических дислокаций этого времени и т. д.

Изучение молодых тектонических движений на территории Казахстана, расположенной южнее параллели 47° с. ш., началось сравнительно недавно. Одним из первых на них обратил внимание в конце XIX в. И. В. Мушкетов (1906, 1915). Он описал крупные поднятия горных массивов, начавшиеся в третичное время и продолжающиеся в современную эпоху. Важные выводы сделаны В. Девисом и Е. Хентингтоном, работавшими в 1903 г. в Тянь-Шане (Туркестане) в составе экспедиции американского института «Карнеги» под руководством Р. Пёмпелли. Эти исследователи показали значение геоморфологического метода для анализа молодых тектонических движений. Образование пенеплена они связали с третичным временем, а его поднятие в виде отдельных блоков — с четвертичным. При этом Е. Хентингтон обратил внимание на то, что помимо дизъюнктивных дислокаций и поднятий по типу горстов происходили и пологие изгибы пенеплена, которые определили положение главных хребтов и межгорных впадин Тянь-Шаня.

Молодые тектонические движения подметил и В. А. Обручев (1953). Он писал: «В первое десятилетие XX века, при изучении Пограничной Джунгарии в 1905, 1906 и 1909 гг., я обнаружил, что современный рельеф этой страны создан не только палеозойскими и более древними складчатыми движениями земной коры, но и более молодыми складками и сбросами, нарушившими залегание юрских угленосных, а местами даже третичных континентальных отложений. Эти движения, усложнившие рельеф страны, приходилось считать альпийскими». Основное значение он придавал образованию горстов и грабенов.

В. Н. Вебер (1910), проводивший геологическую съемку в Западном Тянь-Шане, описал пологие изгибы пенеплена. Возможность пликативных дислокаций пенеплена допускал и Ф. Махачек (1921), считавший, что они происходили во вторую половину третичного периода. Он писал о сводообразном изгибе пенеплена, по его мнению, дотуронского времени, который местами был рассечен разломами.

Э. Арган на Международном геологическом конгрессе (Брюссель, 1922 г.) изложил теорию горообразования, развивающегося на консолидированном основании внегеосинклинальных областей. Анализируя тектоническое строение Азиатского континента, Э. Арган (1935) основное внимание уделил альпийскому орогенезу, который в его представлении начался в перми или триасе и продолжается до наших дней. Он выделил два типа деформаций, возникающих под влиянием тангенциальных напряжений: складки покровов и глубинные. Последние представляют складки среднего или большого радиуса кривизны, возникающие не в геосинклинали, а на консолидированном континенте. Глубинная складка образуется в виде более или менее удлиненного вспучивания, причем чем больше складки сужаются, тем выше они поднимаются. Старое складчатое денудированное основание с проплавленными его батолитами является пассивным элементом вновь возникающей структуры. Глубинная складка может охватить в ширину несколько древних складок и проплавленные их интрузивы, навязать свою форму комплексу старых структур, может пересекать их косо, нормально или быть им параллельной. Э. Арган подчеркнул, что независимость глубинных складок от строения фундамента можно видеть очень часто в Тянь-Шане, Русском Алтае, Тарбагатае, Казахском массиве. Складкам основания подчинены складки покрова, обусловленные в значительной мере скольжением его по основанию.

Много внимания анализу новейшей тектоники Тянь-Шаня уделил С. С. Шульц (1948). Тянь-Шань он рассматривал как выраженную в рельефе крупную виргацию затухающих на западе складок, антиклиналей которых представлены хребтами, а синклинали — впадинами. Складкообразование является единым длительным процессом; отдельных кратковременных складчатых фаз С. С. Шульц не выделил. Он полагал, что эпохе новейшей складчатости, достигшей наибольшей интенсивности в конце неогена — начале четвертичного периода, предшествовала эпоха медленных тектонических движений.

Н. С. Шатский (1951), исследовавший взаимоотношения альпийских платформенных структур и складчатого палеозойского основания Центрального Казахстана, писал: «Мезокайнозойские структуры платформенного покрова унаследуют общие черты древних палеозойских структур, и в областях крупных прогибавшихся синклинальных зон или синклинориев образуются крупные синеклизы или пологие постумные синклинальные складки». Однако он не считает это обязательным законом и подчеркивает (стр. 249—250), что нередко наблюдается смещение платформенных структур по отношению к структурам складчатого основания: «Такие смещения, связанные с миграцией прогибов и поднятий, идут иногда так далеко, что покровные отрицательные тектонические структуры располагаются на положительных структурах складчатого основания; в таком случае из унаследованных черт часто остается только общее простираение этих структур».

Н. Г. Кассин (1952), рассматривая постгерцинское развитие геологических структур Казахстана, выделял области, устойчивые в тектоническом отношении, подразделяя их на платформу (мелкоморье) и

низменную сушу, области умеренно подвижные — возвышенная суша и подвижный шельф — и области сильно подвижные, к которым отнесены субгеоантиклинали (горные гряды) и геоантиклинали (высокие хребты). Последние появились лишь во второй половине кайнозойской эры.

Общий обзор геологического развития Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и Тянь-Шаня дал Б. А. Петрушевский (1955). В 1959 г. по материалам Н. Н. Костенко, Н. И. Николаева, З. А. Сваричевской, Ю. А. Твердислова на территории Южного Казахстана выделены область горообразования и материковая платформа, для которых показаны ступени суммарных деформаций донеогеновой поверхности за неогеновый и четвертичный периоды. Особое внимание молодым тектоническим движениям уделили В. В. Галицкий, З. А. Сваричевская, Г. Ц. Медоев, Ю. А. Скворцов, К. В. Никифорова, Ю. В. Малиновский, К. В. Курдюков, Ю. А. Твердислов, А. В. Горячев, В. Ф. Беспалов, Л. К. Диденко-Кислицина, Д. Н. Казанли, М. М. Юдичев, Н. Н. Костенко, Н. Я. Кунин, В. И. Шрайбман, А. Б. Ли, Б. С. Цирельсон, А. Н. Слюсарев, А. Л. Яншин, Р. Г. Гарецкий, М. Е. Воскобойников, В. И. Самодуров, Ю. М. Клейнер, Л. Г. Кирюхин и другие.

Обращаясь к работам, посвященным молодым тектоническим движениям, нетрудно видеть, что в них нередко по-разному объясняются причины, характер и время проявления этих движений. Однако обычно описываются дизъюнктивные и пликативные тектонические деформации исходной денудационной поверхности — пенеплена, принимаемого за стратиграфический уровень, что, с точки зрения автора, является правильным.

Вопросы формирования поверхностей выравнивания недавно (1964 г.) рассматривались на специальной Всесоюзной конференции. Из ее материалов видно, что поверхностям выравнивания посвящена обширная литература, однако до сих пор отсутствует общепринятое определение этого поднятия. Мы полагаем, что поверхности выравнивания формировались при непрерывном взаимодействии различных агентов эндогенных и экзогенных процессов с преобладанием последних. Могут быть выделены две крупные группы поверхностей выравнивания: аккумулятивная и денудационная; в каждой возможны более дробные подразделения. Однако такие представления не являются общепринятыми. Например, В. П. Философов (1964, стр. 24) считает, что «денудационные равнины — это поверхности выравнивания, сложенные осадочными породами, залегающими почти горизонтально или слабо нарушенно и имеющие значительно расчлененный грядовой или холмистый рельеф».

Из поверхностей денудационного выравнивания в наиболее широко принятом понимании выделяют пенеплен, педиплен, горные террасы и другие поверхности. Механизм формирования их различен. Наибольшего внимания заслуживает «пенеплен» (по В. Девису), или «цокольная равнина» (по И. П. Герасимову и З. А. Сваричевской).

Пенеплен — это почти равнина, выработанная денудационными процессами на месте горной страны, сложенной разновозрастными породами (осадочными, изверженными, метаморфическими и др.), интенсивно дислоцированными и проплавленными различного состава и возраста интрузиями. Следовательно, пенеплен является конечной стадией денудационного преобразования геосинклинальных структур и гористого рельефа. Денудационное выравнивание рельефа или

пенепленизация — это длительный процесс, развивающийся в условиях относительного тектонического покоя. Завершается он формированием коры выветривания, сложение и состав которой зависят от субстрата и климатических условий. Время образования пенеплена, как и его тектонических деформаций, трактуется исследователями Казахстана и Средней Азии по-разному. Геологи экспедиции Карнеги (Р. Пёмпелли, В. Девис, Е. Хентингтон) пенеплен считали третичным, а тектонические дислокации его связывали с четвертичным периодом. Геологи экспедиции Г. Мерцбахера (Г. Кейдель, К. Леукс) пришли к выводу, что пенеплен, реликты которого они отмечали в горных цепях Тянь-Шаня, имеет мезозойский возраст. Такого же мнения придерживался и Ф. Махачек, уточняя возраст пенеплена как дотуронский.

В. А. Обручев (1922) отмечает, что первоначально, в 1909—1915 гг., описывая Калбинский хребет, Пограничную Джунгарию, Русский Алтай, он относил поднятие пенеплена к концу мезозоя или началу третичного периода, а позднее он согласился с мнениями В. Девиса, Е. Хентингтона, Р. Пёмпелли, что Тянь-Шань уже в послетретичное время был поднят до современной высоты.

Древние поверхности денудации в Тянь-Шане С. С. Шульц (1948) считал разновозрастными, формировавшимися на каждом участке до тех пор, пока интенсивность денудационных процессов превышала интенсивность процессов тектонических. Общий рост гор и расчленение денудационных поверхностей начались в неогене и наибольшей интенсивности достигли в начале четвертичного периода.

З. А. Сваричевская (1961, 1965) полагает, что процесс пенепленизации и формирования мощной коры выветривания в Казахстане развивался после герцинских дислокаций до среднего олигоцена, после чего тектонические движения активизировались, усилились эрозионные процессы, приведшие к расчленению пенеплена. Н. М. Синицын (1948), изучавший пенеплен в районе Ферганской котловины, доказывает, что он сформировался еще в позднепалеозойское время.

Полученные за последние годы данные геологических, геофизических исследований и глубинного бурения позволяют утверждать, что пенеплен сформировался до позднемеловой эпохи. Это устанавливается по налеганию на него в хр. Каратау и г. Калкан верхнемеловых отложений. Он может рассматриваться в качестве единого стратиграфического уровня, тектонически деформированного, в одних случаях опущенного на глубину более 2000—2500 м и перекрытого мезозой-кайнозойскими отложениями, а в других — поднятого на высоту более 4000—4500 м, где он сохранился в виде реликтов на еще не расчлененных эрозией водоразделах.

Альпийский тектогенез, под воздействием которого происходили деформации пенеплена и который мы вслед за В. А. Обручевым, Э. Арганом и другими считаем непосредственно следующим за герцинским (варисским), развивался неравномерно как во времени, так и в пространстве.

После герцинских дислокаций, проявившихся в конце перми — начале триаса, т. е. примерно 240—230 млн. лет тому назад (Афанасьев и др., 1964), наступила эпоха относительного тектонического покоя, в течение которой возникшие ранее неровности рельефа были сnivelированы денудационными процессами, и страна была превращена в пенеплен или почти равнину. Затем эта сложно построенная гетерогенная палеозойская или эпигерцинская платформа (по Н. А. Шатскому, 1946), состоящая из консолидированных разновозрастных (рифейских — герцинских) складчатых зон, проплавленных также разновозрастными и разнообразными по составу интрузиями,

претерпела разнохарактерные тектонические деформации, продолжающиеся и в наши дни. Восточнее Тургая сформировались три крупные геоструктурные единицы, усложненные структурами более высокого порядка. Центральная часть Казахстана испытывала постоянную тенденцию к сводовому поднятию. Она может быть названа щитом, хотя по своему строению и не отвечает всем требованиям, предъявляемым к этому термину (обнаженности докембрийского фундамента на больших пространствах).

На западе рассматриваемой территории, в Приаралье, имела место общая тенденция к погружению; для этой структуры укоренилось название Туранской плиты. Наконец, на юге территории выделяется геоантиклинальная зона — специфическое порождение активизировавшейся части постпалеозойской платформы, приведшая к формированию высочайших хребтов Тянь-Шаня и Джунгарии. Тектоническая активизация здесь была настолько велика, что некоторые исследователи — А. Д. Архангельский (1939), а за ним Б. А. Петрушевский (1955) и др. — считали эту зону сходной с геосинклинальной областью. Однако в зоне отсутствуют другие признаки геосинклиналей. В. В. Белоусов (1954) отмечает, что здесь постплатформенное развитие земной коры только в некоторых отношениях сходно с геосинклинальной формой, но существенно отличается от нее. В. Е. Хаин (1957) в таких подвижных зонах учитывал преобладание геоантиклинального режима. Он разделяет мнение В. А. Николаева (1953) и считает, что такие зоны лучше именовать геоантиклинальными, существующими наряду с подвижными зонами геосинклинального типа. От последних они отличаются тем, что в начальных стадиях геотектонического цикла не испытывают мощных погружений. В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский (1956) для активизированных областей кроме интенсивных тектонических перемещений с огромной (более 8—10 км) амплитудой, наличия молассовых толщ и высокой сейсмичности отмечают большие вулканические излияния. Такого явления в Казахстане не установлено.

Н. Г. Кассин (1952), выделяя на своих палеогеографических схемах Казахстана зоны активизировавшейся платформы, именовал их в зависимости от размеров поднятий субгеоантиклиналями и геоантиклиналями.

Для платформенных тектонических структур, к сожалению, еще не выработана общепринятая терминология. Например, часто применяемые термины «синеклиза» и «антеклиза» понимаются по-разному. Так, Д. И. Мушкетов (1935, стр. 272) эти термины применял для первоначально наклонного залегания пластов, «происходившего в результате осаджения на незначительных неровностях морского дна, вне влияния тектогенеза» (подчеркнуто Д. И. Мушкетовым). Подобное определение мы находим и в словаре по геологоразведочному делу (изд. НКТП ОНТИ, 1933, стр. 378).

Позже этими терминами стали называть тектонические деформации, но четкого определения им не было дано, как и их отношения к другим структурам. Например, Н. С. Шатский (1951, стр. 233) писал: «Тургайская синеклиза представляет собой неглубокую и плоскую мульдугу». Синеклиза имеет шарнир, который может подниматься и переходить в антиклинальный перегиб (в Кустанайском районе). В пределах синеклизы, по мнению Н. С. Шатского, могут быть грабены. Он указывал (стр. 235), что в северной части Тургайской синеклизы расположен крупный грабен уральского простирания, в котором зажаты мезозойские отложения мощностью не менее 1000 м. Иногда Н. С. Шатский этот прогиб признавал более крупной структурой, чем

синеклиза. Например, в прогибе Западно-Сибирской низменности он выделял отдельные синеклизы и поднятия, но здесь же (стр. 239) говорил, что Иртышской синеклизой он называет глубокий прогиб северо-западного простирания. Затем про эту же структуру он писал: «На юго-востоке синеклиза замыкается, но на ее продолжении находится глубокий прогиб Зайсанской мульды». Термины прогиб, мульда и синеклиза он иногда использует как синонимы, но подробного определения их не дает.

Иная характеристика «синеклизы» имеется в БСЭ (стр. 92, т. 39), где сказано: «Синеклиза — обширный пологий прогиб слоев земной коры в пределах платформы; противоположность антеклизы. Синеклизы имеют преимущественно неправильные округлые очертания. Размеры синеклиз достигают многих сотен километров в поперечнике. Наклоны слоев на их крыльях измеряются долями градуса». В. В. Белоусов (1954, стр. 92) говорит: «Синеклизы и антеклизы представляют соответственно вогнутые и выпуклые структурные формы, чрезвычайно пологие и обширные. По форме синеклизы и антеклизы обычно бывают неправильно округлые или неправильно овальные». Касаясь их размеров, В. В. Белоусов указывает, что «синеклизы и антеклизы имеют в поперечнике сотни и даже тысячи километров. В то же время размер прогиба или выгиба сравнительно с этими цифрами невелик: он не превышает нескольких километров (до 5 км. но чаще до 2—3 км). Таким образом, угол падения слоев ничтожен и может быть установлен только региональными исследованиями на большой площади». Можно привести много примеров, иллюстрирующих различное понимание таких, казалось бы, общепринятых терминов, как синеклиза и антеклиза. В связи с отсутствием общепринятой терминологии представляется более рациональным употреблять термины свободного пользования, применимые к деформациям как фундамента, так и чехла. Ими будут впадина (прогиб при значительной линейной вытянутости) — отрицательная структура — и поднятие — положительная. Их конфигурация, размеры, время образования, местонахождение (предгорная, межгорная и т. п.) могут быть различными.

Под тектонической впадиной I порядка подразумевается обширная отрицательная альпийская структура, выраженная в рельефе низменными равнинами. Поднятие I порядка — это положительная альпийская структура, находящая отражение в рельефе в виде холмов, гор, хребтов и кряжей. Эти макроструктуры обычно усложнены структурами более высокого порядка, которые могут и не отражаться в рельефе.

Иногда сущность структуры удается уточнить. В таком случае для складок чехла можно принять общую классификацию (хотя некоторые исследователи и в них видят типичные гравитационные складки), а для структур фундамента, безусловно, должна использоваться специальная терминология. Альпийские складки (*Plis de fond*, Э. Арган, 1935) развиваются в складчатом, проплавленном интрузиями и пенепленизированном фундаменте платформы независимо от древней складчатости отложений, слагающих фундамент. Имея большой радиус кривизны, они могут охватить в ширину несколько древних складок и интрузивных массивов и приобрести определенное выдержанное простирание вне зависимости от конфигурации интрузивных массивов и простирания древних складок. Складки фундамента можно назвать субантиклиналями и субсинклиналями. Принципиальное отличие их от складок чехла (антиклиналей и синклиналей) заключается в следующем. Антиклиналь — складка, в ядре ко-

торой находятся более древние породы, чем на крыльях; изгибом она большей частью обращена вверх. Субантиклиналь в ядре может иметь более молодые, чем на крыльях, породы; изгибом она обязательно обращена вверх, а крылья наклонены в противоположные стороны. Синклиналь — это складка, в ядре которой находятся более молодые породы, чем на крыльях; изгибом она обычно обращена вниз. Субсинклиналь в ядре может иметь более древние, чем на крыльях, породы; изгибом она обязательно обращена вниз; крылья наклонены навстречу друг другу. Таким образом, альпийские складки фундамента имеют лишь внешние формы антиклинали и синклинали, созданные изгибом пенепленизированной поверхности (субантиклиналь, например, может быть древней синклиналью и т. п.).

Складки как чехла, так и основания бывают укороченными и при отношении ширины к длине не более чем 1 : 10 именуется брахискладками: брахиантиклиналь, брахисубантиклиналь, брахисинклиналь, брахисубсинклиналь. Сложные складчатые структуры эпигерцинской платформы антиклинального строения могут быть названы субантиклинорием. Сильные напряжения в земной коре приводят к образованию горстов и грабен, которые часто встречаются в комбинации с пликативным изгибом фундамента и создают горст-субантиклинали и грабен-субсинклинали.

Взаимоотношения складок основания и чехла различны. В процессе напряженного формирования глубинных складок может происходить гравитационное смещение покрова и образование в нем складок значительно меньшего радиуса кривизны, чем складки фундамента. Постседиментационные складки чехла могут облекать складки основания, повторяя их конфигурацию. Конседиментационные складки создаются во время накопления слагающих их осадков (Шульц, 1948). Наблюдаются складки с перерывами в процессе их формирования, прерывисто-конседиментационные и т. п.

Складки фундамента или глубинные, по Э. Аргану (1935), являются следствием реакции континента на тангенциальное сжатие. Нам представляется, что возникновение этих складок связано со сложным тектоническим развитием Земли, обусловленным различными источниками энергии. Они могут быть объяснены, например, теоретическими представлениями В. Е. Хаина (1957).

В Южном Казахстане вполне четко выделяются три различные геоструктуры: Центральнo-Казахстанский щит (к рассматриваемой территории относится только часть южного крыла), Туранская плита Приаралья и геосинклинальная зона или пояс высокогорных сооружений Тянь-Шаня и Джунгарии.

Между высоко поднятой геосинклинальной зоной, занимающей южную и восточную части территории, и расположенными на севере приподнятым Центральнo-Казахстанским щитом и погруженной Туранской плитой имеется несколько крупных впадин и поднятий I порядка, закономерно вытянутых в северо-западном направлении, примерно по азимуту 320°. На западе расположена Восточно-Кызылкумская впадина, ограниченная с запада Центральнo-Кызылкумским поднятием, выраженным в рельефе горами Арыстантау, Тамдытау, Джетымтау, Букантау, с востока ее обрамляет Каратауское поднятие (хребты Большой и Малый Каратау). Восточнее расположена Чуйская впадина (Бетпак-Дала, Муюнкум), оконтуренная с востока поднятием Чу-Балхашского водораздела (горы Байгара, Джамбул, Майжарылган, Койжарылган, Кендыктас). За водоразделом расположена Балхашская впадина, ограниченная с востока поднятием меньшего масштаба, являющимся северо-западным отрогом Джунгарского

Алатау (горы Ушкара или Ушколь). Еще восточнее находится небольшая Лепсинская впадина, отделенная от Алакольской Сайкан-Арганатинским поднятием, выраженным в рельефе горами Улькунсайкан, Кписайкан, Арганаты и др., вытянутыми цепочкой также в северо-западном направлении вдоль Главного Джунгарского разлома. За этим разломом находится Алакольская впадина, севернее которой воздымается хр. Тарбагатай. Внутри впадины выходы палеозойского основания фиксируют небольшое поднятие все той же северо-западной ориентировки.

Прежде чем говорить о времени и условиях формирования этих структур, отметим, что общие закономерности проявления тектонических движений и созданных ими структур, определяющие геотектонический этап, за альпийский тектогенез трижды изменялись. Выделяются три этапа: раннеальпийский (Т—I), соответствующий так называемой эпохе киммерийской складчатости, среднеальпийский (Сг—Рг) и позднеальпийский (N—Q), отвечающий поднятию неотектонического орогенного этапа. Резкие изменения тектонического режима, естественно, сказались на литологическом составе и условиях залегания мезозой-кайнозойского чехла, в котором достаточно отчетливо выделяются три структурных этажа, соответствующих упомянутым этапам. Однако тектонический режим изменялся и в каждом крупном этапе. Вполне четко фиксируется одновременное (во всяком случае, на территории Южного Казахстана) то усиление, то ослабление геотектонического процесса. Следовательно, можно говорить об определенных тектонических фазах, понимая под этим термином кратковременное, но резко проявившееся усиление тектонической деятельности, находящее отражение в разрезе и условиях залегания осадков. Из этого определения следует, что тектонические фазы в нашем понимании отнюдь не соответствуют общеизвестным фазам складчатости Штилле.

Раннеальпийский этап. После герцинских дислокаций, завершивших в раннем триасе становление постпалеозойской гетерогенной платформы, наступило время относительного тектонического покоя и пенепленизации, продолжавшееся примерно 40 млн. лет. К позднему триасу неровности рельефа вряд ли превышали 200—300 м. Это же время характеризуется медленными поднятиями платформы на юго-востоке страны (в районе Хантенгри) и погружением на северо-западе (в районе Арала) — началом формирования Туранской плиты.

Крупная тектоническая фаза имела место в конце триаса, примерно 200—210 млн. лет тому назад. Дислокации этого времени проявились в формировании крупных неровностей рельефа, локальных грабен и горстов и, возможно, достигли амплитуды 1500—2000 м. Накопились рэт-юрские конгломераты значительной мощности. Дислокации этой фазы наиболее отчетливо выражены в хр. Каратау, на южном крыле Центрально-Казахстанского щита, на востоке Илийской впадины и в районе Хантенгри; очевидно, были они и на Туранской плите.

Следующая тектоническая фаза проявилась в келловейский век, примерно 150 млн. лет назад. В эту фазу местами были дислоцированы среднеюрские и более древние отложения. Последняя фаза раннеальпийского этапа отмечалась в конце юры — начале мела, т. е. около 140 млн. лет назад.

В течение раннеальпийского этапа Туранская плита на фоне общего погружения испытывала значительные тектонические деформации: прогибы и поднятия, амплитуда которых местами достигала 1200—1300 м. Локальные прогибы платформы произошли на месте

Восточно-Кызылкумской впадины, на востоке Илийской и Алакольской впадин (горы Кату), установлены в юго-западной части Балхашской впадины. Все фазы раннеальпийского тектогенеза проявились пликативными и дизъюнктивными дислокациями в районе хр. Каратау и на его северо-западном продолжении.

Среднеальпийский этап. Продолжительность этапа примерно 110—115 млн. лет. В это время продолжалось общее погружение Туранской плиты, на фоне которого развивалась конседиментационная складчатость. При этом стрела синклинальных прогибов местами достигла 1200—1400 м, а палеозойский фундамент в ядрах антиклиналей был значительно приподнят, например, в ядре Джусалинской брахиантиклинали — до глубины 400—500 м. Локальные складчатые структуры формировались при погружении днища Восточно-Кызылкумской впадины, зародившейся в начале среднеальпийского этапа и значительно расширившейся к югу в туронский век. В турне же начала создаваться западная часть Чуйской впадины, прогибание днища которой и разрастание к востоку продолжались с перерывами до позднего эоцена. Величина прогиба на западе достигала 500 м и постепенно уменьшалась к востоку, по мере приближения к Чу-Балхашскому водоразделу, отметки которого, вероятно, не превышали 100 м. В конце среднеальпийского этапа стал подниматься хр. Каратау, углубляя у северо-восточного подножия узкий предгорный прогиб, вытянутый в северо-западном направлении.

Восточно-Кызылкумская впадина, начавшая формироваться в раннемеловую эпоху, к концу среднеальпийского этапа имела стрелу прогиба в наиболее опущенных участках днища до 1500—1800 м. Однако на фоне общего прогиба местами возникли конседиментационные положительные локальные структуры, а в конце этапа на отдельных участках (Торткудукнурасы, Карактау и др.) началась интенсивная тектоническая инверсия.

Центрально-Кызылкумское (Узбекистан) и Каратауское поднятия, разделяющие Восточно-Кызылкумскую и Чуйскую впадины, в среднеальпийский этап испытывали колебательные движения и то скрывались под уровнем трансгрессировавшего моря, то представляли собой низменную сушу или архипелаг островов.

Восточная часть территории, особенно район Хантенгри, продолжала испытывать общую тенденцию к поднятию, на фоне которого в конце рассматриваемого этапа интенсифицировалось формирование складок основания. Растущие субантиклинали наметили будущие хребты, а субсинклинали — разобщающие их межгорные впадины. В начале кайнозойской эры Илийская впадина стала разрастаться к западу, где создавался Алматинский предгорный прогиб. В то же время углубилась южная часть Алакольской впадины, окончательно оформился Чу-Балхашский водораздел. Несколько позже началось прогибание восточной предгорной части Балхашской впадины и образование Текес-Каркаринской впадины, лежащей на восточном продолжении Иссыккульской, расположенной в Киргизии, между Северным и Центральным Тянь-Шанем.

К концу среднеальпийского этапа резко усилились восходящие тектонические движения Центрально-Казахстанского щита, обусловившие регрессию палеогенового моря и явившиеся предвестниками весьма интенсивного позднеальпийского тектогенеза, следствием которого было возникновение геоантиклинальной зоны Тянь-Шаня и Джунгарии. В конце среднеальпийского этапа территория Южного Казахстана, лежащая к западу от Чу-Балхашского водораздела, располагалась на абсолютных высотах, близких к нулю. Лишь восточ-

ная часть была несколько приподнята, но и здесь неровности рельефа вряд ли превышали 300—500 м, хотя абсолютные высоты в районе Хантенгри достигали 800—1000 м.

Позднеальпийский этап имеет продолжительность примерно 25 млн. лет и характеризуется общей активизацией тектонических движений, а также значительной дифференциацией их на различных участках постпалеозойской платформы. С начала его выделялись геоантиклинальная зона и участки активной тектонической инверсии.

В позднеальпийский этап, который может быть назван орогенным или неотектоническим, достаточно четко вырисовывается восемь тектонических фаз, фиксируемых несогласным залеганием, перерывами в осадконакоплении, появлением в разрезе грубообломочного материала, эрозийным врезом и вложением молодых осадков в более древние и т. п. Название фазам дано по участкам, где результаты их проявления наиболее хорошо выражены; время указано в абсолютном летоисчислении от наших дней. Дислокации первой фазы — боктыкаринской — начались в конце олигоцена, интенсивно проявились в начале миоцена, т. е. около 25 млн. лет назад. Более поздние фазы имеют примерно следующий возраст: павлодарская (N_1^2) — 18 млн. лет, иртышская (N_2^2) — 6 млн. лет, хоргосская (N_2^3) — 3 млн. лет, койбынская ($N_2^3 - Q_I$) — 1 млн. лет, бакинская* ($Q_I - Q_{II}$) — 350 000 лет, джунгарская ($Q_{II} - Q_{III}$) — 150 000 лет, алматинская ($Q_{III} - Q_{IV}$) — 10 000 лет.

В настоящее время в геоантиклинальных зонах наблюдаются интенсивные сейсмотектонические проявления, вызывающие катастрофические землетрясения.

Выделенные тектонические этапы и отдельные фазы свидетельствуют о прерывистости непрерывно развивающегося тектогенеза. Фазы имели неодинаковую активность проявления и по-разному выражены на описываемой территории. Район Приаралья после некоторого поднятия Туранской плиты в олигоцене, вызвавшем регрессию палеогенового моря, испытывал относительный тектонический покой вплоть до среднего плиоцена, когда произошло новое поднятие земной коры, обусловившее эрозию и формирование чинков. Затем последовало некоторое погружение, вызвавшее трансгрессию акчагыл-апшеронского водоема. В восточной части Приаралья отчетливо видны результаты поднятия Улутау в хоргосскую фазу, выразившиеся в накоплении галечно-гравийного материала кокурюмской свиты, перекрывающего песчано-глинистые отложения акчагыл-апшеронского водоема. Тектонические поднятия четвертичного периода, имевшие здесь амплитуду 30—40 м, фиксируются врезанием речной сети и вложением аллювия и пролювия. На побережье Арала в голоцене произошло небольшое опускание, вызвавшее трансгрессию с *Cardium edule*, а затем — поднятие земной коры и регрессия моря.

В Восточно-Кызылкумской впадине после поднятия ее днища и регрессии палеогенового моря в конце среднеальпийского этапа вновь началось прогибание в начале миоцена и произошла трансгрессия, распространившаяся, во всяком случае, на юго-западную часть впадины. Некоторые поднятия в середине миоцена (павлодарская фаза) вызвали регрессию, но одновременно возник и ряд прогибов у подножия растущих поднятий хр. Каратау и Тянь-Шаня. В области интенсивной инверсии отрогов Западного Тянь-Шаня весьма отчетливо проявилась павлодарская фаза, выраженная здесь резко несогласным налеганием отложений с гиппарионовой фауной (павлодарский

* Название дано Г. Ф. Мирчинком.

горизонт) на различные, более древние осадки. Отчетливо сказались здесь и все более молодые тектонические фазы. Амплитуды четвертичных поднятий фиксируют комплексы террас, четко выраженные в речных долинах западных отрогов Тянь-Шаня.

Поднятия хр. Каратау, начавшиеся еще в олигоцене, неравномерно развивались на протяжении всего позднеальпийского этапа, но резко отставали по амплитуде вертикальных перемещений от южнее расположенной геоантиклинальной зоны Тянь-Шаня. Если последняя к современной эпохе достигла высоты 4000—4500 м, то к этой же эпохе поднятия хр. Каратау в общем были в четыре раза меньшими; они лишь в центральной части (Мынжылки) достигли 1800—2100 м, а на северо-западе за позднеальпийский этап суммарная амплитуда не превысила 200—250 м. Поднятие хр. Каратау представляет собой систему субантиклинальных складок, вытянутых в северо-западном направлении, с отчетливо выраженной в рельефе ундуляцией шарниров и многочисленными субпараллельными шарнирам разломами, по которым происходили блоковые перемещения отдельных элементов складок. Здесь отчетливо видно, что альпийские дислокации унаследовали структурный план палеозойского диастрофизма.

Чуйская впадина к началу позднеальпийского этапа испытала общее поднятие, на фоне которого формировались локальные прогибы, из них наиболее активно — у северо-восточного подножия растущего хр. Каратау. Этот узкий, вытянутый субпараллельно хребту предгорный прогиб развивался на протяжении всего этапа. Суммарная амплитуда опускания местами (район Сузак) достигала 550—600 м. Многие участки локальных прогибов испытали тектоническую инверсию, активизировавшуюся здесь в бакинскую фазу. Например, Чу-Таласское междуречье со времени проявления этой фазы до современной эпохи испытало общее поднятие в 90—120 м.

Прерывистое, но устойчивое поднятие в этот же этап испытывали Чу-Балхашский водораздел и Центрально-Казахстанский щит, периферия которого входит в пределы описываемой территории. На ее юге и востоке позднеальпийский этап ознаменовался весьма интенсивной активизацией постпалеозойской платформы — формированием геоантиклинальной зоны. Предвестниками здесь явились также тектонические движения олигоценовой эпохи. В начале неогенового периода на месте нынешних хребтов Тянь-Шаня и Джунгарии субшироотно вытягивались плосковершинные возвышенности еще очень слабо расчлененного эрозией приподнятого изогнутого пенеплена, местами тектонически разорванного субпараллельно орографическим элементам. Отметки этих возвышенностей тогда вряд ли превышали 600—650 м и только в районе горного узла Хантэнгри достигали 1400—1500 м, превышая днища разбещающих депрессий всего на 400—500 м.

По мере развития геотектонического процесса возрастала дифференциация как положительных, так и отрицательных движений. В обширной Илийской впадине продолжалось формирование заложенного до кайнозоя широтного прогиба на востоке, интенсивно углублявшегося у южного подножия Джунгарского Алатау (Джаркентская впадина), и раннекайнозойского узкого локального предгорного прогиба на западе, в районе г. Алма-Аты. Пенепленизированное днище последнего к середине плиоцена располагалось примерно на 1200—1300 м ниже уровня моря, в то время как днище осевой части Илийской впадины лежало значительно выше — на отметках минус 500—600 м. В ту же эпоху отметки поверхности впадины, где широко распространялись озера, были порядка 350 м, а отметки окружающих хребтов, вероятно, достигали 800—1000 м.

В Джунгарии оформились две крупные субантиклинали, создавшие главные хребты. Наибольшее сжатие и воздымание их совпадает с районом меридиана 80° в. д., где наблюдается наибольшая деформация складок: разрывы на узкие блоки и поднятия их по типу горстов. Субантиклинали основного поднятия осложнены складками более высокого порядка, шарниры которых закономерно погружаются к западу, где складки скрываются под кайнозойским чехлом, выполняющим Балхашскую впадину. С севера альпийская складчатая система Джунгарии раздроблена многочисленными разломами, весьма различно ориентированными по отношению к простиранию складок. Недоразвившаяся альпийская складчатость крупного тектонического опущенного блока слагает днище Лепсинской впадины, формирование которой началось с середины миоцена. Крупной субантиклиналью северо-западного простирания является поднятие гор Ушкара (Уш-коль), северо-восточное крыло которой обрезано сбросом и опущено. Амплитуда тектонических перемещений по этому сбросу в бакинскую фазу на меридиане оз. Кекреликоль достигла 300 м. Значительно большие амплитуды тектонических перемещений за четвертичный период были на участке меридиана 80° в. д.

В конце плиоцена рельеф геоантиклинальной зоны Тянь-Шаня и Джунгарии стал явно контрастным. Растущие складки хребтов достигли высоты 2000—2500 м, а в районе Хантенгри — даже 3000—3500 м. При этом происходило общее поднятие земной коры, включая днища межгорных котловин, отметки поверхностей которых также возрастали. Сводово-глыбовые, все расширяющиеся по площади поднятия гор сопровождалось смятием в складки рыхлого кайнозойского чехла, заполняющего межгорные впадины. Складчатость эта имела различный характер, местами была весьма напряженной. Например, в Каркаринской впадине возникла сильно сжатая линейно-вытянутая антиклиналь (горы Шольдаыр), в ядре которой пласты стоят на голове, будучи при этом дизъюнктивно нарушены. В это же время в Илийской впадине, у южного подножия Джунгарского Алатау, формировались асимметричные брахискладки с относительно пологими углами наклона крыльев. Пликативные структуры повсеместно усложнены различными дизъюнктивными нарушениями.

В раннечетвертичное время отметки хребтов геоантиклинальной зоны возросли большей частью примерно до 2500—2600 м, а в районе горного узла Хантенгри, как видно, достигали 3500—3700 м, а местами, возможно, были и выше. Интенсивный рост гор продолжался в течение всего четвертичного периода. В позднечетвертичное время горные массивы были ниже современных примерно на 100—200 м по периферии и на 400—500 м в районе Хантенгри.

Тектонические поднятия, а местами опускания продолжают и в современную эпоху. Повторные нивелировки вдоль железнодорожной линии Арысь — Алма-Ата — Семипалатинск показали (Финько, 1965), что на отдельных участках (перевал Чокпак в осевой части хр. Каратау, западные отроги Джунгарского Алатау и др.) интенсивность поднятий достигает 10—12,5 мм в год. Это свидетельствует об исключительном возрастании тектонических движений в настоящее время. Если продолжительность голоценовой эпохи принять за 10 тысяч лет, то получим, что за это время наиболее активно поднимавшиеся горы возросли на 100—125 м. Такая исключительно большая скорость тектонических поднятий, безусловно, не имела места на протяжении всего позднеальпийского этапа, она проявилась лишь в современную эпоху.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГОРНЫХ ОЗЕР В БАСЕЙНАХ РЕК ИССЫК И БОЛЬШОЙ АЛМАТИНКИ И ИХ СЕЛЕЗАЩИТНОЙ РОЛИ

7 июля 1963 г. в бассейне р. Иссык, в верховьях притока Жарсай, зародился грандиозный селя. При движении грязекаменного потока вниз по Иссыкской долине естественная плотина одноименного озера, несмотря на кажущуюся монументальность, была разрушена. Та роль, которую приписывали озерной ванне как емкому хранилищу, способному погасить селевую волну и вместить огромный объем селевых масс, неожиданно обернулась своей противоположностью. Прорыв озера вызвал вторичный грязекаменный поток гораздо большей силы, обрушившийся на с. Иссык и частично разрушивший его. В связи с этим на озера, расположенные на северном склоне Заилийского Алатау, несомненно, требуется обратить пристальное внимание. Весьма важен вопрос о их генезисе. Последствия иссыкской катастрофы 1963 г. побудили развернуть широкий комплекс исследовательских работ, связанных с проблемой селеобразования. В 1964—1965 гг. в бассейнах рек Большой и Малой Алматинки и Иссык проведено детальное геологическое и геоморфологическое картирование. Одновременно в бассейнах Алматинки осуществлены инженерно-гидрогеологические и геофизические исследования. Получен большой объем новых данных, которые позволяют пересмотреть прежние взгляды на происхождение Иссыкского и Алматинского озер.

Горные озера представляют неотъемлемую часть альпийского ландшафта. Тем не менее попытки выяснить их генезис наталкиваются на ряд затруднений и порождают взаимно противоположные мнения. Горные озера в бассейнах рек Иссык и Алматинки не составляют исключения. На первых этапах исследований их генетическая природа не представляла особых загадок. В горно-гляциальной зоне происхождение озер обычно связывается с выносом в долину огромных масс моренного материала и с последующим отступанием ледника. Первоначально такими подпружно-моренными считались озера Иссык и Акколь, расположенные в средней и верхней частях долины р. Иссык, и Большое Алматинское озеро (Жасылколь), находящееся в средней части одноименной долины.

Озеро Иссык к настоящему времени уничтожено селом 1963 г. Оно располагалось на высоте 1750 м, имело площадь зеркала 643 750 м² и максимальную глубину до 60 м. Озеро Акколь расположено в 15 км выше по долине р. Иссык на абсолютной высоте 2658 м. Оно имеет площадь зеркала 143 750 м². Максимальная глубина его

до 24 м. Высота гребня плотины над урезом воды 20—25 м. Озеро Большое Алматинское имеет высотную отметку 2499 м, площадь 381 250 м², максимальную глубину 24 м. В бассейнах рек Иссык и Алматинок известно еще 24 небольших озера (см. табл.). Большинство озер имеет только подземный сток и переполняется лишь в ледниково-паводковые периоды (июле — августе). На оз. Акколь поверхностного стока нет, а расходы Большого Алматинского озера в настоящее время регулированы отводом воды в водонапорный туннель, обеспечивающий работу каскада гидростанций. Возраст подпрудных конечных морен в долине Иссыка и Большой Алматинки, а следовательно, и озер считался то средне-, то верхнечетвертичным, хотя в прилегающих горных долинах северного склона Заилийского Алатау аналогичные по морфологическим признакам и по соответствующему гипсометрическому положению морены отсутствуют.

На необычные особенности в строении запрудных тел первым обратил внимание К. И. Богданович в 1914 г. В частности, об оз. Иссык он писал: «Не конечная морена создала плотину, обусловившую существование озера. Крупный моренный материал только покрывает трещиноватые скалы порфира, поднимающиеся на месте; разрез этих скал отлично виден вдоль северного края озера и между верхним и нижним озерами». И далее: «Озеро возникло здесь подобно тому, как и озеро Джусалы-Куль (Большое Алматинское), под влиянием скалистой преграды при вытачивающей работе ледника». Однако М. М. Решеткин, обследовавший запруды Большого Алматинского озера в 1929 г., вновь пришел к выводу, что она состоит из нескольких вложенных один в другой моренных валов, принадлежащих различным стадиям наступания древнего ледника. Д. Н. Казанли (1947) считал, что данные образования состоят из двух вложенных одна в другую конечных морен последнего оледенения. Наиболее древняя расположена вдоль правого склона долины от озера до устья ручья Шукур.

Сомнения в ледниковом происхождении оз. Иссык возродились при планомерных геологических съемках (Костенко, 1940). В теле плотины не были обнаружены обломки гранитоидов, широко развитых в области питания ледников и встречающихся повсеместно в гальке горного аллювия. На этом факте, а также на убедительных геоморфологических признаках было обосновано мнение об обвальном происхождении озерной плотины. Возникновение озера стали объяснять обвалом правого склона долины.

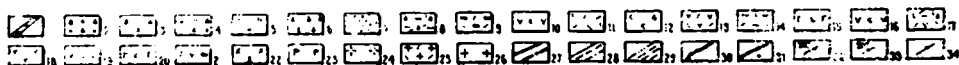
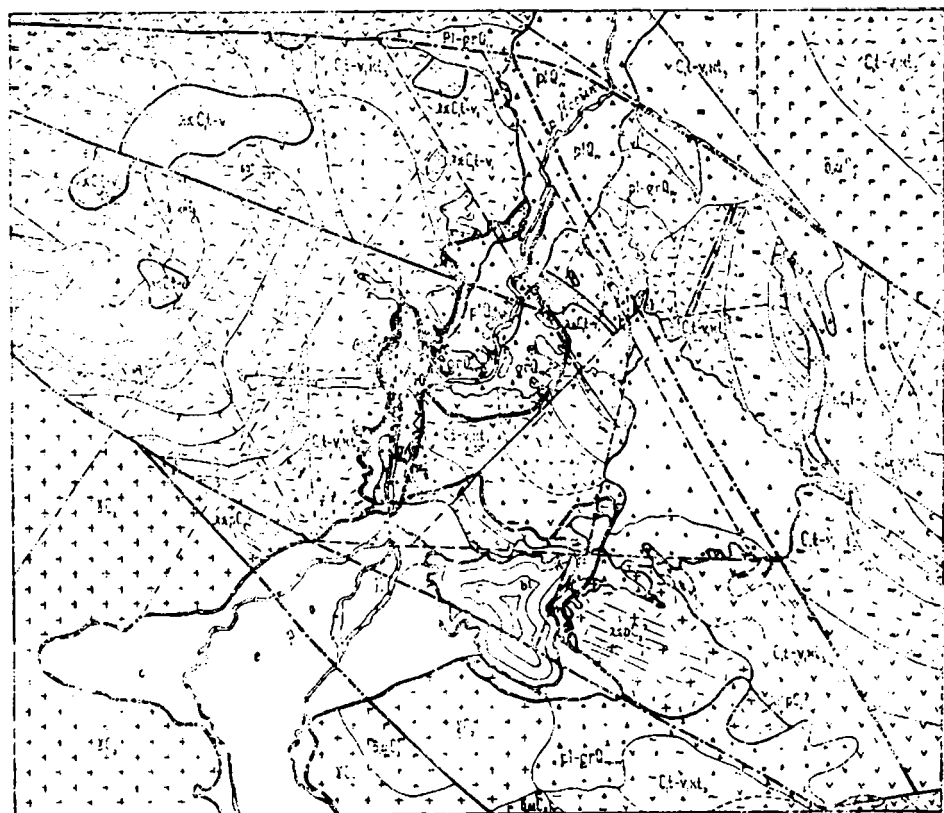
В 1963 г. селевым потоком плотина была прорвана. Образовался эрозионный проран глубиной 70—100 м, и вертикальный разрез тела плотины стал доступен для осмотра. При полевых исследованиях в 1965 г. выяснилось следующее (см. рис.).

I. Район, прилегающий к озеру, сложен вулканитами верхней части кетменской свиты нижнего карбона, прорванных небольшими субвулканическими телами. Южнее озера расположен массив лейкократовых гранитов. Складчатые структуры в Иссыкском бассейне имеют устойчивое северо-западное, близкое к субширотному, простирание с падением на север и северо-восток под углами от 20 до 60° (преобладают углы 30—35°); только в районе озера складчатость усложнена отдельными брахисинклиналями, обычно нарушенными и имеющими фрагментарную сохранность.

II. В теле плотины эрозионным врезом вскрыты эффузивы, туфы и туфолавы (игнимбриты), сохранившие отчетливое первично-складчатое залегание. Все породы сильно раздроблены (средний размер блоков 3×3×5 см), но залегают структурно и только у самой поверх-

ности появляются угловатые монолитные глыбы-отторженцы размером до 5—10 м в поперечнике.

III. Несмотря на хаотическое нагромождение глыб на поверхности плотины, их состав исключает вероятность привноса. При картировании достаточно уверенно выделяются и прослеживаются те же литологические горизонты, что и вскрытые в вертикальном разрезе эрозионным прораном. Разрез представлен следующими породами (снизу вверх, с юга на север):



Геологическая карта района сзера Иссык. 1—7—современные образования: 1 — русла грязекаменных потоков р. Иссык; 2 — конус выноса, возникший при разрушении плотины; 3 — незакрепленный покров средне- и крупнообломочных отложений на склонах долины; 4 — такой же покров, частично задернованный, относительно неподвижный; 5 — осыпные, плотно задернованные склоны; 6 — крупнообломочный и глыбовый материал на бортах эрозионного прорана, подготовленный к обрушению; 7 — подвижные средне- и мелкообломочные осыпи на бортах эрозионного прорана; 8—26—палеозойские образования, покровы и потоки: 8, 9, 11, 14 — туфолав, флюидалных лав, игнимбритов липаритового состава; 10, 16, 17, 18, 19 — флюидалных лав, туфолав, порфиров и туфов дацитового состава; 12 — кристаллотуфов; 13 — липарито-дацитовых порфиров; 15, 20 — андезитовых порфиров и их туфов; 21 — андезито-дацитовых игнимбритов; субвулканические тела: 22, 24, 25 — фельзит-порфиров, гранит-порфиров; 23 — диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров; 26 — средне- и мелкозернистые граниты; 27—34 — элементы тектоники: 27 — основные нарушения, достоверно установленные, 28 — нарушения предполагаемые, либо перекрытые рыхлыми отложениями; 29 — безамплитудные тектонические трещины; 30 — обрывы эрозионного прорана; 31 — контуры бывшего озера; 32 — ориентировка флюиальности; 33 — элементы залегания слоистых пород; 34 — направление смещения по сдвигу.

Озера бассейнов рек Иссык, Большой и Малой Алматинки

Долина	Озеро	Абсолютная отметка, м	Параметры					Характер стока	Происхождение	Прочие данные
			Максимальная длина, м	Максимальная ширина, м	Средняя глубина, м	Площадь зеркала, м ²	Примерный водный запас, м ³			
Большой Алматинки	Большое Алматинское	2498,8	980	735	22	381250	8387500	Зарегулированный с частичной фильтрацией в плотине	Сейсмо-тектоническое	
Арчалы, верховья	№ 1	3730	155	45	2	6875	13750	Свободный с частичной фильтрацией	Моренно-подпрудное	
То же	№ 2	3430	300	75	2	18750	37500	То же	• •	
•	№ 3	3419,0	150	100	2	12500	2500	•	• •	
•	№ 4	3425,2	70	50	2	2500	5000	•	• •	
Кызылсай, верховья	У ледника Змеевидный									
	№ 1	3764	205	100	2	25000	50000	•	Моренное	
	№ 2	3641,9	40	30	2	325	650	•	•	
Кумбель, верховья	У ледника Советов									
	№ 1	3457	120	40	2	12300	24600	•	•	
Проходная, верховья	У бокового кара									
	№ 1	3562	105	55	2	5625	11250	Подземный	Моренное термокарстовое	
То же	Верховье притока Арчалы, № 2	3635	35	20	2	15625	31250	Свободный с частичной фильтрацией	Моренно-подпрудное	

Малой Алма-тинки	У ледника Туюксу							Подземный, свободный	частью	Моренное стовое	термокар-
	№ 1	3381	50	35	1—0,5	1330	1050	То же		То же	
	№ 2	3370	350	160	2—7	35000	76000	•		•	
	№ 3	3370	72	68	2,5	2306	5836	•		•	
	№ 4	3434	45	30	2,5	2200	5500	•		•	
	У ледника Молодеж-ный										
	№ 5	3590	52	18	2	950	1900	•		•	
	№ 6	3590	39	20	2	800	1600	•		•	
	№ 7	3590	56	22	2	1100	2200	•		•	
Горельник, верховья	У ледника Титова										
	№ 1	3313,1	310	130	3	25625	76875	•		•	
	№ 2	3365,1	155	95	2	18750	37500	•		•	
Иссык, сред-нее течение	Иссык, современное	1720	500	350	2	112500	225000	Свободный с донной фильтрацией		Остаточное	Сохрани-лось после прорыва плотины
	Иссык, до 1963 г.	1760	1720	520	35	643750	22528050	Подземный и свобод-ный при паводке		Сейсмо-тектоническое	
Кокбулак (Ис-сык в верховьях)	Акколь	3130	620	325	15	143750	2156250	Подземный		Обвальное	
	Музколь	3435	180	160	2	15625	31250	•		Моренное термокар-стовое	
	Басколь	2658	165	110	1	11875	11875	•		Моренно-подпрудное	Наполня-ется при паводке
	Безымянное, восточ-ное перевала Кокбулак	3683	270	90	2	12500	25000	•		Моренное термокар-стовое	

1. Темно-серые среднеобломочные кристаллокластические туфы андезито-дацитового состава; азимут падения 340° СВ, угол 44° 41 м.
2. Светло-серые, буровато-серые ленточно- и линзовидно-флюидальные туфолавы липарито-дацитового состава; азимут падения от 290 до 0° СВ—С 60 м.
3. Темно-серые, лилово-серые литокластические туфы липаритового состава, пересланчивающиеся со светло-серыми, лилово-серыми туфолавами липарито-дацитового состава и с кристаллолитокластическими туфами; среди последних — прослой туфопесчаников, азимут падения 50° СВ, угол 70° ; мощность прослоев $3-5$ м 57 м.
4. Красновато-серые полосчато-флюидальные литокристаллокластические туфолавы липарито-дацитового состава; в кровле окраска интенсивная красная, флюидальность линзовидная; азимут падения 50° СВ, угол $37-42^{\circ}$ 84 м.
5. Серые, лилово-красные литокристаллокластические туфы дацитового состава; азимут падения 50° СВ, угол 65° на СВ 15 м.

Этот частный разрез сопоставляется в общих чертах с разрезами третьей кетменской подсвиты нижнего карбона, описанными по левому склону долины р. Иссык северо-западнее озера. Породы, обнаженные в теле плотины, не могут быть отождествлены с правым склоном, откуда предполагается их перенос при обвальной гипотезе, Обломочный материал с правого склона не распространяется дальше его подножия, вдоль которого проходит шоссе-ная дорога.

IV. Литологические горизонты на участке плотины разорваны и смещены по мелким нарушениям, являющимся опережающими и сопряженными по отношению к основным разломам и подчиненными общей тектонике района.

V. Район озера относится к участку, на котором сопрягаются разломы субширотных северо-восточных, северо-западных и субмеридиональных направлений. Горловина нынешнего эрозионного прорана в теле плотины совпадает с меридиональной зоной интенсивного расщепления шириной $1-2$ м.

Непосредственно через озерную чашу проходит крупный Озерный разлом северо-западного простирания, по которому на левом борту долины эффузивно-туфовая толща нижнего карбона приведена в вынужденный контакт с более молодой интрузией крупнозернистых гранитов. К юго-востоку от озера указанный разлом отчетливо прослежен как подовальный крутопадающий взброс-сдвиг, имеющий поднятое на высоту до 100 м северное крыло и горизонтальную составляющую около $50-70$ м. Еще дальше к юго-востоку на водоразделе с бассейном Тургеня вертикальная амплитуда Озерного разлома за счет компенсирующего косо-го поднятия смежного к югу блока меняет знак на обратный и составляет $50-60$ м. Вдоль разлома породы повсеместно катаклазированы, вторично изменены. Яснее всего генетические особенности разлома выражены на скальных берегах озерной чаши, в северо-западной ее части. Здесь на отдельных участках шириной до $5-6$ м развиты типичные «брекчированные милониты», свидетельствующие о многократной смене сжатия и растяжения. Выясняется следующая последовательность развития зоны:

- 1) внедрение фельзит-порфировых субвулканических тел, связанных с эффузивной деятельностью нижнего карбона;
- 2) внедрение среднекарбонных лейкократовых гранитов;
- 3) внедрение фельзит-порфировых и гранит-порфировых субвулканических тел, связанных с послесреднекарбонным вулканизмом;
- 4) дробление пород по контакту с гранитным массивом с последующей цементацией обломков кварцем; гранитный массив в стороне от разломной зоны дроблением практически не затронут; очевидно, при сжатии он играл роль жесткого упора;
- 5) внедрение даек диабазовых и диоритовых порфиров;
- 6) повторное наиболее сильное перетирание и дробление пород

с образованием милонитов; обломки пород перемещены вдоль плоскости сбрасывателя на значительное расстояние; тектониты имеют внешний облик «туфов гранитного состава», брекчий, а под микроскопом определяются как «брекчированный милонит»;

7) четвертая фаза дробления ослабленной зоны и цементация трещин эпидот-кальцитовыми прожилками;

8) мелкообломочное дробление пятой фазы, образование зеркал скольжения по крутопадающим трещинам с простираем 80, 20, 320°

В районе озерной плотины на естественных обнажениях изучены и задокументированы зеркала и борозды скольжения, зонки смятия, расланцевания, брекчирования, определена пространственная ориентировка даек. Установлено, что частные смещения и безамплитудные деформации при мелкообломочном дроблении ориентированы вдоль плоскостей с усредненным простираем 90, 310, 320, 0, 20, 60°.

Широтные плоскости с вертикальным падением, реже с падением на юг под углом 60° сопровождаются зонами расланцевания: часто имеют притертые поверхности с бороздами трения, как правило, указывающими на пологое взбросо-сдвиговое воздымание южного крыла под углами от 5 до 40°. Северо-западные плоскости, обычно вертикальные или крутопадающие, сопровождаются зонами дробления, реже расланцеванием, дайками, кварцевыми жилами. Для этих плоскостей характерны притертость стенок, наличие борозд трения, как горизонтальных, так и пологих, направленных к горизонту под углом до 20°. Меридиональные плоскости, вертикально или круто падающие в разные стороны, сопровождаются зонами расланцевания, реже дробления, кварцевыми прожилками. Иногда несут на поверхности борозды трения, горизонтальные или достаточно круто (до 40°) направленные к северу. Субмеридиональные плоскости (20°), вертикальные или падающие на северо-запад под углом 75°, изредка несут на поверхности борозды трения, горизонтальные или воздымающиеся к югу под углами 20—30°. Диагональные вертикальные плоскости (60°) имеют притертые поверхности с горизонтальными бороздами трения; они встречаются крайне редко.

В целом внутренняя тектоника участка отвечает структуре дробления и дифференцированных подвижек горной массы вдоль правых и левых сдвигов с простираем 320, 90 и 60° и одновременным субмеридиональным (20°) расланцеванием пород, при которых скалывающие усилия направлены с северо-запада на юго-восток при воздействии дополнительного давления (или упора) с юго-запада. Озерную плотину образует отчлененный тектонический блок, залегающий в активной разломной зоне. Налегание крупных глыб в виде чехла на раздробленный структурный цоколь объясняется тем, что тонкое дробление и перетирание пород вообще не может происходить на земной поверхности, где свободно перемещается деформируемая масса.

Таким образом, многие факторы свидетельствуют о тектоническом происхождении озера. Если игнорировать приведенные данные или объяснять их обвалом правого склона, тогда необходимо будет допустить существование своеобразных форм экзогенной тектоники, при котором вниз по склону сползает как единое целое монолитный блок скальных пород толщиной более 100—200 м. Подобное допущение маловероятно и для озера Иссык лишено убедительной аргументации.

Ряд косвенных данных свидетельствует о том, что озерная чаша заполнилась относительно недавно — в конце или во второй половине

верхнечетвертичного времени. Ниже плотины отсутствует низкая терраса Q^2_{III} , а верхняя Q^1_{III} располагается высоко над поймой — на 50—60 м. Она очень отчетливо выражена у впадения в р. Иссык правого притока — р. Тойсай. Терраса является цокольной и прикрыта с поверхности маломощным галечником-валунником. В террасовых галечниках присутствуют валуны гранитов, привнесенные с верховий, что свидетельствует о том, что долина в то время еще не была заблокирована плотиной.

Соответствующий низкой террасе конус выноса Q^2_{III} в устье р. Иссык по сравнению с конусами выноса рек Большой и Малой Алматинки, Аксая, Каргалинки и других очень маломощный и низкий. Очевидно, с верховий р. Иссык обломочный материал не поступал, а конус формировался за счет размыва более древних террас и привноса аллювия правыми притоками, впадающими в Иссык ниже озера, причем большая часть этого материала транзитно выносилась за пределы горного устья. Гранитная галька в отложениях нижнего конуса встречается довольно редко, что обязано размыву среднечетвертичных террас, остатки которых сохранились в нижней, приустьевой части долины на уровнях 80—100 и 250 м. В озерной чаше за это время, по данным скважин, накопился слой селевого материала мощностью до 110 м и объемом около 10—13 млн. m^3 .

После прорыва естественной преграды отложения озерной чаши и тело плотины начинают активно вовлекаться в эрозионный размыв, который в ближайшие годы достигнет угрожающего размаха. Таким образом, необходимость зарегулирования стока в районе Иссыкской озерной плотины и отвода русла в сторону от возникшего прорыва диктуется уже тем обстоятельством, что этот участок превращается в очаг активного селеобразования с угрозой вовлечения в размыв всей вышележащей части долины, заваленной селевым материалом. Восстановление плотины и устройство туннельного водосброса становятся необходимыми при решении проблемы селезащиты долины и города Иссык. Водоотводной туннель может быть сооружен в достаточно монолитных скальных породах левого склона долины. При восстановлении плотины до прежнего уровня дополнительный объем селехранилища может быть доведен до 12 млн. m^3 .

Озеро Акколь расположено в верховье р. Иссык, ниже ледника Григорьева. К числу моренно-подпрудных оно относилось прежде всего из-за крупноглыбовой, хаотически нагроможденной плотины, по морфологическим признакам сходной с Иссыкской. Исследования, проведенные в 1965 г., показали, что весь материал плотины является местным. Он состоит из обвалов левого склона, где в средней части сохранились его отчетливые следы. Маловероятно, что плотина озера Акколь может быть разрушена в ближайшие годы. Завал распространяется вниз по долине на 0,6 км. Паводки вызывают подъем уровня на 6 м при запасе превышения плотины над зеркалом в 15—18 м. Резервный объем хранилища составляет 5 млн. m^3 . В случае необычайно активных селеформирующих явлений и прорыва плотины возникшая селевая волна будет погашена в нижерасположенной озерной чаше Босколь. В качестве профилактической меры может быть предусмотрено устройство сифонных водосбросов. Современная роль озерных чаш Акколь и Босколь огромна, так как в них гасятся толчковые сели, зарождающиеся в верховьях долины р. Иссык.

Большое Алматинское озеро. Район Большого Алматинского озера наряду со своеобразными особенностями имеет много общих

черт с Иссыкским. Общим является «мореноподобный» западинно-глыбово-развалный рельеф плотины при относительно однородном составе ее обломочной массы. Так же как и на Иссыке, здесь не опознаются моренные валы, но в отличие от него на окружающих склонах не сохранилось и достаточно четкого обвального цирка. После К. И. Богдановича сомнение в моренном происхождении озера высказал В. А. Герасимов в 1961 г. Последний связывает возникновение запруды с грандиозными явлениями обвально-оползневого характера, в результате которых долина была завалена крупноглыбовыми развалами с образованием мореноподобных холмов. Считая, что под обломочным материалом погребены береговые морены одной из позднейших стадий последнего оледенения, он делает вывод об очень молодом, позднем или даже послеледниковом происхождении запруды.

Геологическая обстановка района, выясненная при геолого-геоморфологических исследованиях в 1964—1965 гг., такова.

I. Верхняя часть бассейна Большой Алматинки выше плотины сложена красновато-серыми и красными биотитовыми гранитами. Вдоль главного водораздела Заилийского хребта сохранились относительно крупные ксенолиты пород условного ордовика, сложенные зеленоцветными песчаниками, алевролитами, светлыми мраморизованными известняками. Эти породы, которые неизбежно должны бы встречаться в конечных моренах Больше-Алматинской долины, в озерной запруде отсутствуют. Следовательно, и привнос их с верховий исключен. Севернее плотины и ниже по левобережью долины распространены верхнеордовикские серые роговообманковые и биотит-роговообманковые гранодиориты. Правый склон долины в створе плотины и ниже ее занят теми же гранитами, что и в верховьях, с характерными переходами состава от нормального ряда к субщелочному и обычным развитием у контактов с гранодиоритами широких полос гибридных пород, по составу близких к сиенито-диоритам.

II. Участок плотины совпадает с контактовой зоной гранитных интрузий. Так же как и на Иссыкском озере, несмотря на глыбово-развалный характер выходов, дневная поверхность плотины в геологическом отношении картируется как единое сплошное поле гранодиоритов, среди которого прослеживаются отдельные дайки диоритов. Там, где имеются достаточно глубокие вертикальные врезы, можно убедиться, что гранодиориты по пологому контакту на глубине сменяются гибридными породами, а еще ниже — гранитами (русло Большой Алматинки в средней части плотины ниже водосброса).

III. Так же как и Иссык, Большое Алматинское озеро расположено в активной тектонической зоне. Непосредственно севернее озера проходит Джусалы-Кезеньская зона разломов. Она протягивается с общим простиранием 65° СВ от долины р. Проходной через перевал Джусалы-Кезень к устью Кембельсу южнее горнолыжной базы Чимбулак и к верховьям Комиссаровки. Прослеженная длина зоны 26 км. Для нее характерны значительная (местами до 1 км) ширина, наличие многочисленных параллельных ветвей и флексурных изгибов по простиранию. Наиболее отчетливо система Джусалы-Кезеньских разломов представлена в виде протяженных рововидных линейных западин на склонах и водоразделах от Джусалы-Кезеньского перевала до русла Большой Алматинки. На отдельных участках вдоль нарушений породы интенсивно раздроблены и пиритизированы. К северу от озера общее северо-восточное простирание разломов с такими же отчетливыми диагностическими признаками усложнено километровым субмеридиональным изгибом.

Морфогенетическая природа Джусалы-Кезеньских нарушений не ясна. В приразломной зоне отмечены зеркала скольжения разной ориентировки.

а) Сбросовые и взбросо-сдвиговые трещины с простираaniem 280° и крутым ($65-75^\circ$) падением в разные стороны. Штриховка на зеркалах скольжения указывает на смещение вверх и к юго-востоку северного блока.

б) Зоны рассланцевания и дробления мощностью от 0,6 до 2 м с простираанием $20-30^\circ$ и вертикальным падением. Судя по нарушенному положению контактов, кверху перемещен северо-западный блок.

в) Сдвиговые притертые трещины и зоны рассланцевания с простираанием 310° и вертикальным падением. По замерам штриховки северо-восточный блок сдвинут к северо-востоку и вверх под углом 20° .

г) Системы трещин с падением 240° ЮЗ под углом 65° , 350° С под углом $70-80^\circ$, 0° С под углом 60° сопровождаются рассланцеванием, но смещений по ним не наблюдается.

IV. Тектоническое положение участка плотины своеобразное. По геологическому строению плотина является отчетливым продолжением субширотного блока долины ручья Серкебулак, который своей формой строго повторяет коленообразный изгиб Джусалы-Кезеньской разломной зоны. Долина Большой Алматинки в целом почти перпендикулярна озерному блоку, имеет направление $300-320^\circ$ СЗ, но на описываемом участке река как бы обходит препятствующий выступ озерного блока справа, как это могло быть обусловлено левым сдвигом с амплитудой до 0,6 км.

V. На поверхности запруды обращают внимание замкнутые линейные рововидные западины шириной и глубиной от первых до 10—15 м и протяженностью до 1 км, а также резкие перегибы на склонах, которые определяют их ступенчатый профиль. Рововидные понижения отлично дешифрируются на аэрофотоснимках, имеют V-образную форму. Они не относятся к гидрографической сети, не причленены к ней, часто слепо замыкаются. Обломочный материал в днищах западин и на их склонах не несет следов обработки или окатанности, присущей водным или водно-ледниковым отложениям. В плане линии перегибов склонов и линейные понижения образуют систему пересекающихся между собой прямых линий, ориентированных субширотно, субмеридионально, а также в азимутах 320 и 60° .

VI. Магнитное поле над озерной запрудой относительно повышено и изрезано, что совершенно не свойственно моренным образованиям Большой и Малой Алматинки. Однородность поля нарушена линейными аномалиями, которые фиксируются почти всеми геофизическими методами и совпадают с линейными западинами и уступами на склонах положительных форм рельефа, которые могут быть интерпретированы как тектонические нарушения.

VII. Установленные геофизическими методами нарушения в теле плотины и в соседнем Озерном блоке параллельны составляющим ветвям (крыльям) Джусалы-Кезеньского коленообразного изгиба. Нарушения с простираанием $10-15^\circ$ соответствуют его субмеридиональной ветви. Возможно, к этому направлению приспособлена обычная система трещин с простираанием 30° , но несколько развернутая к северу. Указанная система трещин широко развита восточнее озера, в верхней части долины Кумбельсу. С одним из таких нарушений совпадает резкий уступ днища и уменьшение глубины в северной части озера. Нарушения с простираанием $65-70^\circ$ ограничивают Озер-

ный блок и параллельны основному Джусалы-Кезеньскому разлому и северному крылу флексуры. Субширотные расколы наиболее обычны для части бассейна Большой Алматинки, расположенной южнее озера, вплоть до главного водораздела. Нарушения с простиранием $300-320^\circ$ развиты в районе повсюду; трещины этой системы интенсивно развиты на правом склоне долины Большой Алматинки. Разломы этого направления контролируют форму и ориентировку долины выше и ниже озера.

VIII. Для тела плотины Большого Алматинского озера характерны отчетливые следы обрушения крутых склонов, особенно заметные вдоль восточного края плотины, к северо-востоку от озера. Глыбовые развалы гранодиоритов вдоль восточного края плотины заполнили ранее существовавшую западину в рельефе и явно навалены на противоположный склон долины, сложенный гранитами. Развальный характер имеют также склоны, обращенные к руслу правого притока Шукур, в свое время подпруженного общей плотиной Озерного блока.

IX. По геофизическим данным (сейсмическим, электро- и магнитноразведочным), зона сильно разрыхленных пород в Озерном блоке распространяется на глубину до 70—80 м, редко — до 100 м. Большой уверенности в точности интерпретации нет. Иногда в изображенном на геофизических картах контуре равных значений глубины залегания монолитных пород, определяемые в 50—70 м, коренные породы выходят непосредственно на поверхность (например, северо-западный берег озера). Возможно, за границу раздела в графиках электрических сопротивлений и ΔZ принимается контакт гранодиоритов с гибридными сиенито-диоритами.

X. О том, что запруда Большого Алматинского озера уже на небольшой глубине не является завальной, косвенно свидетельствуют данные о фильтрации из озерного водохранилища. Согласно им через верхние неглубокие горизонты плотины фильтруются 90% общих потерь воды из озера. Подземный сток не уходит на глубину, а дренируется источниками, расположенными на 50—70 м ниже озера. По пути следования подземного потока, видимо, имеются резервуары, периодически наполняемые и осушаемые в зависимости от степени заполнения озерной чаши. Очень интересно, что основная область питания подземного потока расположена у левого берега озера, сложенного коренными породами. Здесь периодически образуются крупные поглощающие воронки. Другими словами, наиболее водопроницаемыми оказывается не предполагаемая морена, а коренные породы. Движение подземного потока представляется следующим образом: вода, фильтруясь через трещиноватую зону скальных пород, залегающих в левобережном примыкании плотины, доходит по ней до полосы миоцитов, которые служат как бы естественной плотиной ввиду их малой водопроницаемости, поднимается вверх и попадает в морену. В дальнейшем движение воды происходит через горную морену, сложенную грубообломочным материалом с неравномерно распределенным заполнителем. Большинство этих фактов противоречит обычной картине движения подземных вод в теле мощной глетчерной морены.

XI. Грубообломочные глыбовые развалы не являются уникальной принадлежностью тела плотины. Они развиты более широко в окружающем районе, не имея никакого отношения к ледниковым формам рельефа. В частности, аналогичные по морфологическим признакам образования выявлены в приводораздельной части левого склона долины ручья Мраморного и на правом склоне долины Шукур, выше озерной плотины. То, что они генетически обязаны обвалу

скального склона, по крайней мере в первом случае, не вызывает сомнений.

Учитывая перечисленные доводы, можно прийти к достаточно мотивированному выводу, что плотина Большого Алматинского озера не является моренной. Своим происхождением она скорее всего обязана сдвиговому перемещению Озерного блока, перегородившего долины Большой Алматинки и Шукура. Сейсмотектоническая деформация была быстрой, достаточно напряженной, активизировавшей ранее существовавшие системы трещин и вызвавшей дробление всего участка. Дневная поверхность, лишенная блокирующих упоров, и особенно скальные крутые склоны были разрушены, так же как и на Иссыке, до состояния крупноглыбовых развалов. На уплощенных, ровных площадках впоследствии возник «карстоподобный» суффозионный рельеф.

Менее вероятно, но не исключено, что озеро возникло в результате эрозионного или оползневого надвига. При этом кроме широкого развития обвальных явлений, как это предполагает В. А. Герасимов, очень крупная часть склона в виде монолитного скального блока должна была сползти в прилегающую долину, и максимальное разрушение горной массы произошло на поверхности оползающей глыбы.

О времени образования Большого Алматинского озера свидетельствуют следующие данные:

1. Долина непосредственно выше озера имеет эрозионную V-образную форму, врезанную в древний трог, т. е. она могла быть выработана лишь после среднечетвертичного ледникового выпахивания.

2. На правом берегу озера у верхнего бьефа сохранилась террасовидная площадка. Судя по параметрам электрических сопротивлений, обломочный материал здесь отличается от остальной части плотины присутствием большого количества мелкоземного заполнителя, т. е. может быть обычным для пролювиальных или аллювиально-пролювиальных образований. Аналогичные по гипсометрическому положению и другим морфологическим признакам площадки, расположенные вдоль русла, индексируются в районе как Q^2_{II} . Терраса перекрыта гравитационными развалами склонов плотины.

3. Севернее озера на склонах единственно возможного обвального цирка (если признавать его существование и исходить из точки зрения, что запруда образована оползевым надвигом) сформированы мореноподобные образования, сохраняющие много общего с моренами Q^1_{III} .

4. Флювиогляциальные выносы, образованные вследствие размыва верхнечетвертичных морен, развитых у перевала Джусалы-Кезень, по геофизическим данным, мощным плащом перекрывают крупноглыбовые развалы плотины вдоль ее северной тыловой части.

5. Ниже озера, в устье Кумбельсу, к озерной плотине примыкает очень четкая терраса Q^2_{III} . Среднечетвертичные галечники, которые развиты на противоположном склоне долины гораздо выше по склону, к плотине не прислонены.

Следовательно, с долей условности образование Большого Алматинского озера может быть отнесено к первой половине верхнечетвертичного времени или к его началу. Считать его более древним не позволяет то обстоятельство, что долины р. Большой Алматинки, ручья Мраморного, Шукура, несмотря на очень крутые уклоны продольных профилей, до сих пор не выработали значительного эрозионного вреза.

Большое Алматинское озеро служит естественным селехранилищем, в котором гасятся очень активные, почти ежегодные селевые потоки правого притока Большой Алматинки — ручья Озерного. Потенциальный объем этого селевого очага исчисляется в 11 млн. м³, из него эрозией уже подготовлено к активному размыву 5 млн. м³. Емкость озерного резервуара вместе с озерной дельтой примерно оценивается также в 10—11 млн. м³. Выше ручья Озерного в бассейне р. Большой Алматинки крупных развивающихся селевых очагов нет, и обломочный материал с верховий практически не поступает. При продуманном регулировании уровня в паводковые периоды озеро и в дальнейшем будет служить надежным селеулавливателем вплоть до естественного отмирания. К сожалению, все разрушительные сели в горном бассейне Большой Алматинки зарождаются в ее притоке — ручье Кумбельсу, который впадает ниже озера и плотиной не блокируется.

Полезные ископаемые и постмагматические образования

УДК 550.42(5.745)

В. П. СТЕЦЕНКО

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РУД ПРОЯВЛЕНИЙ МЕДИ, СВИНЦА И ЦИНКА ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

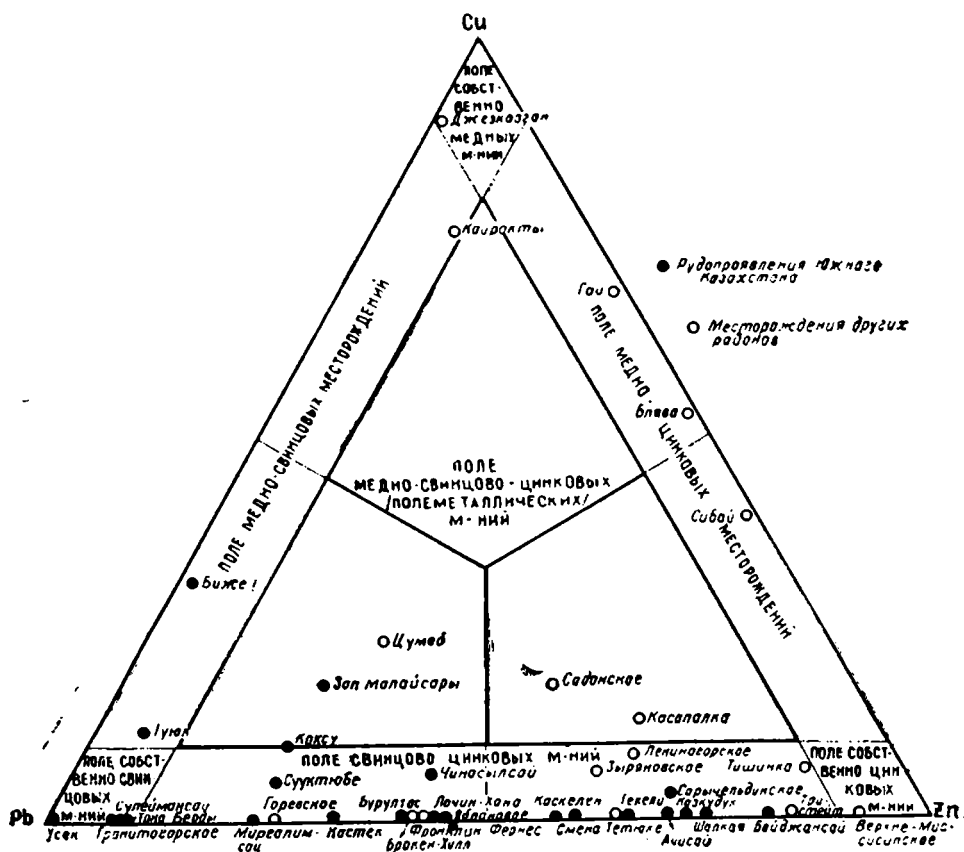
Анализ особенностей химического состава руд месторождений меди, свинца и цинка Южного Казахстана позволил сделать вывод о резком преобладании здесь руд свинца и цинка (Русаков, Сатпаев, 1955). При этом указывалось, что обеднение недр Южного Казахстана по сравнению с Центральным медью является важной его геохимической особенностью. В подтверждение этих выводов приводились отношения запасов руд в недрах меди, свинца и цинка для Центрального Казахстана — 16:4:4, для Джунгарии — 1:2:2, для хр. Кетмень и Заилийского Алатау — 1:3:3. Позднее подчеркивалось (Сатпаев, Жилинский, 1964), что Южный Казахстан является основной свинцово-цинковой провинцией. Эти выводы, как и заключение о том, что для Южного Казахстана характерна существенно свинцово-цинковая специализация, не подтверждаются современными данными (Куденко, Стеценко, 1965).

Особенности химического состава руд проявлений меди, свинца, и цинка (см. табл. и рис.) доказывают, что Южный Казахстан являет-

Соотношение проявлений меди, свинца, цинка и других металлов
(в % от общего числа проявлений)

Тип проявлений	Количество проявлений меди, свинца и цинка (без учета других металлов)	Количество проявлений меди, свинца и цинка (с учетом проявлений черных, редких, благородных металлов)
Медные	43,0	27,0
Медно-цинковые	4,0	2,0
Медно-свинцовые	12,0	7,0
Медно-свинцово-цинко- вые	5,0	3,0
Итого	64,0	39,0
Свинцовые	13,0	8,0
Цинковые	2,0	1,0
Свинцово-цинковые	21,0	13,0
Всего	100,0	61,0
Черных металлов		10,0
Редких металлов		22,0
Благородных металлов		7,0
Всего		100,0

ся провинцией с существенно медной и свинцово-цинковой минерализацией, причем здесь резко преобладают медные (43%) и медьсодержащие объекты (64%). По металлогеническим особенностям это сближает Южный Казахстан с Центральным. Анализ распределения месторождений меди, свинца и цинка дает основание сделать следующие выводы.



Распределение проявлений меди, свинца и цинка в пределах Южного Казахстана. (Рисунок построен исходя из соотношения запасов меди, свинца и цинка в недрах каждого проявления).

1. В Южном Казахстане отсутствуют типичные медно-свинцово-цинковые проявления. Некоторые объекты (Коксу или Малайсары), попадающие на диаграмме в поле медно-свинцово-цинковой минерализации, не являются типичными представителями руд этого типа, как Карагайлы или Садон.

2. В Южном Казахстане также отсутствуют медно-цинковые колчеданные месторождения, такие, как Гай, Блява, Сибай и др. Небольшое количество мелких проявлений, попадающих в поле медно-цинкового оруденения, не относится к проявлениям такого типа. Особенности геологического развития территории Южного Казахстана обусловили отсутствие осадочно-вулканогенных формаций, с которыми пространственно и генетически связано такое оруденение.

3. В Южном Казахстане нет также собственно цинковых проявлений, в рудах которых резко преобладал бы цинк, как, например, в Верхне-Миссисипском месторождении.

Отношение запасов руд меди, свинца и цинка в недрах Южного Казахстана составляет 2:3:1, а Джунгарии — 1:1:0,5. Таким образом, медных и медьсодержащих объектов здесь очень много и доля запасов их в недрах весьма значительна.

Весьма показательно распределение медных и медьсодержащих объектов по времени их образования, так как медь связана с различными металлогеническими эпохами, начиная от каледонской (Коксай) и кончая позднегерцинской (Ирису).

Пространственное размещение месторождений меди, свинца и цинка в Южном Казахстане неравномерное и обусловлено особенностями геологического развития отдельных его районов. В Каратау, например, в основном развиты свинцово-цинковые проявления, в Кендыктасе — медные. Это обусловлено особенностями развитых в этих районах геолого-структурных комплексов.

Для проявлений меди, свинца и цинка Южного Казахстана характерен их многокомпонентный состав. Эта особенность ярко проявлена даже тогда, когда объекты попадают в поле преобладания одного металла, например, в поле собственно медных или собственно свинцовых проявлений. Это относится не только к элементам, которые входят в решетку основных минералов (например, кадмий в сфалерит), но и к элементам, которые образуют самостоятельные минералы и которые связаны с основными элементами геохимическим родством (например, к молибдену в медных проявлениях).

А. Г. КУЗНЕЧЕВСКИЙ

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

В последние годы возрос интерес к Сарытумской зоне глубинных разломов в Юго-Западном Прибалхашье в связи с открытием в ее пределах и вблизи с ней сопряженных разрывных нарушений месторождений полиметаллов, Бурултас, Такырное и перспективных рудопроявлений Кокэспе, Ойкудук и Чиганак. Сарытумская зона глубинных разломов отделяет Бурунтавское геоантиклинальное поднятие от Сарытумского грабена (Маркова, 1961) и прослеживается от юго-западного побережья оз. Балхаш в северо-западном направлении на протяжении более 200 км. В зоне развиты терригенно-осадочные образования рифея, кембрия и ордовика. Сарытумская зона с юго-запада и северо-востока ограничена крупными гранитными массивами — Джельтавским, Майкольским, Жалгызским и Каракамысским. Ведущую роль в строении Сарытумской зоны играют разрывные нарушения.

Месторождение Бурултас расположено в юго-восточной части Сарытумской зоны и находится в экзоконтакте Жалгызского гранитного массива. В рудном поле месторождения выделяются отложения рифея и кембрия. К рифейским относятся сарытумская и дарбазинская свиты среднего рифея, шопшокинская и жалгызская свиты условно верхнего рифея*. Сарытумская свита в нижней части разреза представлена базальтовыми и андезитовыми порфиритами, дацитовыми, андезито-дацитовыми и андезитовыми туфами и туфопесчаниками. Значительный объем в разрезе занимают туфоконгломераты, галька которых состоит из эффузивов андезитового состава. Наряду с вулканогенными образованиями в разрезе присутствуют линзы и горизонты плитчатых кварцитов и кристаллических известняков. Верхняя часть свиты сложена полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками и туфами. Мощность свиты свыше 2000 м. Дарбазинская свита в нижней части сложена светлыми кварцевыми, сахаровидными косослоистыми песчаниками, которые переслаиваются с черными и светло-серыми массивными, местами полосчатыми известняками и зеленовато-серыми, бурыми сланцами. Венчается разрез пачкой из

* В настоящее время обсуждается стратиграфическая схема Сарытумской зоны. Существуют иные воззрения на возраст древних образований этого района — сарытумская свита считается самой молодой из описываемых ниже толщ, а присутствие докембрийских отложений отрицается. *Ред.*

известняков с онколитами. В ней отмечается горизонт обломочных известняков. В обломках встречаются порфириды основного состава, порфиroidы, мергели. Возраст дарбазинской свиты по онколитам отвечает среднему рифею (определение З. А. Журавлевой). Суммарная мощность свиты составляет 1200—1700 м. Шопшокинская свита налегает на различные части разреза нижележащей дарбазинской свиты. В нижней части она сложена пестроокрашенными алевролитами, содержащими неокатанную гальку сахаровидных кварцевых песчанников, кварцитов и интрузивных пород. Размер гальки от 5 до 40 см. В этой части разреза встречаются зеленовато-серые песчаники, алевролиты и маломощные горизонты доломитизированных известняков. По разрезу они сменяются толщей розовых слюдистых песчаников. Мощность свиты не превышает 300 м. Жалгызская свита довольно широко развита в рудном поле. Она сложена зелеными, зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и туфопесчаниками. Отмечаются характерные горизонты серых кварцевых песчаников и конгломератов, состоящих из гальки белых сахаровидных кварцитов и онколитовых известняков дарбазинской свиты. Мощность свиты 1100—1300 м.

В Бурултасском рудном поле кембрийская система представлена бурултасской свитой нижнего кембрия и бурубайтальской среднего — верхнего кембрия и низов нижнего ордовика. Обе свиты отличаются от подстилающих их рифейских образований структурами и слагающими породами. Бурултасская свита нижнего кембрия имеет тектонические контакты с нижележащими толщами рифея. В нижней части разреза лежат серые, темно-серые и зеленовато-серые комковатые алевролиты, в которых много крупного обломочного плохо сортированного материала. Почти неокатанные обломки представлены кварцем, кварцитами, известняками, изверженными породами. Величина обломков 10—50 см. В существенно алевролитовой пачке встречаются горизонты, обогащенные туфогенным материалом, линзы доломитизированных известняков, известковистых алевролитов, черных углистых сланцев с повышенным содержанием фосфора и ванадия. В этой пачке появляются линзы и горизонты железистых магнетитовых кварцитов джеспилитового типа, полосчатые серноколчеданные руды пирит-пирротинового состава. Выше по разрезу увеличивается количество черных углистых и кремнисто-углисто-карбонатных сланцев, в которых локализуется свинцово-цинковое оруденение. В этой части разреза широко развиты спилиты и диабазовые порфириды. Для свиты характерна дисгармоничная складчатость. Мощность ее 600—800 м. В верхней части свиты собраны органические остатки — хиолиты, которые, по определению В. Г. Мисаржевского, относятся к нижней половине нижнего кембрия. Бурубайтальская свита среднего — верхнего кембрия и низов нижнего ордовика сложена преимущественно кремнистыми породами, яшмами, яшмокварцитами, песчаниками и глинисто-кремнистыми сланцами.

На месторождении установлено железное (магнетитовое), серноколчеданное, марганцевое, фосфорное, ванадиевое и свинцово-цинковое оруденение. Магнетитовые руды представлены хлорит-актинолит-кремнистыми железистыми кварцитами джеспилитового типа. Мощность рудной пачки до 30 м. Форма рудных тел пластообразная и линзообразная. Содержание железа 20—30%. Марганцевая минерализация отмечена в виде пирролюзит-псиломелановых зон в непосредственной близости к железистым кварцитам. Содержание марганца достигает 10—12%. Серноколчеданные руды пирит-пирротинового состава имеют полосчатые и массивные текстуры и слагают линзообраз-

ные и пластообразные тела. Фосфорно-ванадиевая минерализация установлена спектральными анализами в черных углистых сланцах бурултасской свиты, где отмечено повышение содержания ванадия (до 0,2—0,3%), фосфора (до 5% и более) в ассоциации с молибденом, кобальтом и редкими землями.

Свинцово-цинковое оруденение на месторождении Бурултас локализовано преимущественно в углистых и графитизированных глинисто-кремнисто-карбонатных сланцах и кварцево-кальцито-баритовых жильных зонах в местах максимальной концентрации силлов диабазовых порфириров. В сланцах свинцово-цинковое оруденение тонковкрапленное, с плохо выраженными полосчатыми текстурами. В кварцево-кальцито-баритовых зонах оруденение прожилково-вкрапленное. В жилах отмечаются крупнокристаллические выделения галенита и сфалерита размером 0,5—1 см. По предварительным данным, руды сложены галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, пиритом, пиротином, реже халькопиритом. Рудные тела имеют пластообразные, линзообразные формы (в углистых сланцах) и жиллообразные до штоковерковых (в кварцево-кальцито-баритовых зонах). Длина рудных тел колеблется от 200 до 1800 м. Тела крутопадающие под углами 75—85°. Околорудные изменения проявлены слабо. Характерно сильное окремнение рудовмещающих пород.

Рудопроявления Чиганак, Такырное, Ойкудук и Кокэспе находятся в несколько другой геолого-структурной обстановке, чем месторождение Бурултас. *Рудопроявление Чиганак* расположено восточнее его и сложено песчаниками и кремнистыми алевролитами кембрия. Основной рудоконтролирующей структурой является субмеридиональный сбросо-сдвиг, сочленяющийся под прямым углом с Сарытумской зоной. В зоне разлома развиты кварцево-барито-кальцитовые жилы с галенитом. Рудопроявление жильного типа.

Месторождение Такырное находится северо-западнее месторождения Бурултас, в южном экзоконтакте Каибского гранитного массива, в песчано-сланцевых отложениях ордовика (?), которые смяты в синклиналичную складку северо-западной ориентировки. Оруденение контролирует разлом северо-западного (320°) простирания, круто падающий на северо-восток под углами 75—80°. Месторождение, видимо, пластового типа. Руды вмещают углистые и графитизированные алевролиты. Они прожилково-вкрапленные до агрегативных. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, халькопиритом и борнитом. Характерны высокие содержания серебра и кадмия. В районе месторождения Такырное глубинной металлометрией выявлены перспективные металлометрические ореолы свинца и цинка.

Рудопроявление Ойкудук расположено в западном экзоконтакте Каибского гранитного массива и пространственно тяготеет к Суук-адырскому разлому. Среди сланцев, песчаников и кварцитов кембрия на большой площади выделены субширотные минерализованные зоны. Оруденение прожилково-вкрапленное в углистых сланцах. Рудопроявление не изучено.

Рудопроявление Кокэспе находится северо-западнее Ойкудукского. В узком субмеридиональном блоке кембрийских пород, в западном экзоконтакте Каибского гранитного массива, обнаружена рудная зона большой протяженности, приуроченная к региональному Суук-адырскому разлому. Оруденение прожилково-вкрапленное и локализовано в углистых сланцах, представлено галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом и арсенопиритом. Рудопроявление аналогично месторождению Бурултас.

Геологические и структурные позиции месторождения Бурултас и полиметаллических рудопроявлений в Сарытумской зоне и сопряженных с ней разломов близкие. Они находятся в экзоконтактах гранитных массивов, в образованиях кембрия. Оруденение контролируется разрывными нарушениями северо-западного и субмеридионального направлений и находится преимущественно в углефицированных и графитизированных сланцах.

Полиметаллическое оруденение в нижнепалеозойских отложениях Западного Прибалхашья является перспективным типом и может оказаться промышленно интересным. Сарытумская зона глубинных разломов и сопряженные с ней разрывные нарушения, вблизи которых находятся месторождения Бурултас и рудопроявления Такырное, Ойкудук, Кокэспе, Чиганак, выдвигается в ряд перспективных и требует постановки широких поисковых работ на полиметаллы.

О СВЯЗИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ДОЛОМИТАМИ НА ТЕЛЬМАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

При изучении Тельманского полиметаллического месторождения в Южной Джунгарии обращалось внимание на то, что оруденение и окварцевание приурочены только к доломитам, причем оруденение сопровождается доломитизацией. Селективное замещение доломитов нельзя объяснить только различиями в хрупкости и пористости доломитов и известняков, тем более, что пористость их на месторождении почти одинаковая. Оно объясняется различиями в химическом составе пород. Связанные с дедоломитизацией при рудоотложении неправильные контуры доломитовых тел, серпентинизацию и тремолитизацию можно считать вероятными признаками оруденения для однотипных месторождений.

В последние годы в Джунгарском Алатау были открыты полиметаллические месторождения Тельманское и несколько рудопроявлений, приуроченных к доломитам сууктюбинской свиты (нижний палеозой). Сууктюбинская свита в районе месторождения по литологическим особенностям разделена на три подсвиты. Нижняя представлена слоистыми известняками с силикатными прослоями, состоящими из кварца, пироксена, полевых шпатов, хлорита, граната, мощность подсвиты 400—450 м; средняя — грубослоистыми известняками и доломитами. Основная часть доломитов расположена в середине подсвиты, но отдельные слои и линзы встречаются среди известняков с редкими силикатными прослоями у контакта средней подсвиты с нижней и верхней. Рудовмещающие доломиты обычно образуют неправильные тела размером до $60 \times 500 \text{ м}^2$, вытянутые по простиранию. Границы их часто не совпадают с поверхностями слоистости, и доломиты образуют заплывы в известняки. Связь доломитизации с разрывными нарушениями и интрузивными породами на месторождении не установлена. Общая мощность подсвиты 200—250 м. Верхняя подсвита представлена, как и нижняя, слоистыми известняками с силикатными прослоями; мощность ее около 200 м. Магматические породы сложены нижнекарбовыми диабазовыми и диоритовыми порфиритами, образующими субвулканическое тело, и интрузиями гранитов и гранит-порфиров среднего карбона; широко развиты дайки гранит-порфиров, диабазов и порфиров.

Месторождение приурочено к юго-западному крылу крупной антиклинальной складки, осложненной более мелкими синклиналями и антиклиналями. Падение пород крутое, от 50 до 80°, а местами —

опрокинутое. Кроме этих основных складок на участке широко развиты микроскладки с размахом крыльев от 0,5 до 10—15 м. Из разрывов следует отметить крупные разломы, ограничивающие с двух сторон поле месторождения и ряд трещин с амплитудой смещения от 1 до 20 м. По отношению к оруденению разломы дорудные, а часть малоамплитудных трещин внутрирудная (они образовались после отложения части цинковых руд, в то же время заместились галени-том). Отмечены также межпластовые зоны дробления, многочислен-ные трещины скалывания и отрыва, часть которых выполнена руд-ными минералами.

Околорудные изменения выражены окварцеванием, тремолитиза-цией и серпентинизацией доломитов. Из них особо следует отметить окварцевание. Для изучения связи окварцевания с доломитами ис-пользованы результаты химических анализов 250 проб доломитов и 85 известняков. В пробах определялись содержания окиси кальция, окиси магния, окиси кремния, а также потери при прокаливании*. Пробы отбирались по профилям, пройденным вкрест простирания; расстояние между пробами в профиле не превышало 6 м. 63% проб составляют бороздовые (из канав и штолен), 32% — геохимические (из канав и естественных обнажений) и 5% — керновые. При матема-тической обработке результатов установлено, что содержание окиси кремния в известняках и доломитах подчиняется логнормальному закону. Фоновое содержание ее в известняках — 4,68%, в доломи-тах — 1,9%; минимальное в известняках — 1,38%, в доломитах — 0,2%; максимальное в известняках — 14,5%, в доломитах — 80,12%. Джаспероиды и окварцованные доломиты с содержанием окиси крем-ния, начиная с 40%, образуют отдельные линзообразные и непра-вильной формы тела размером до 90×15 м² в крупных доломитовых телах, а мелкие иногда замещают целиком. Джаспероиды состоят из кварцевых зерен размером от тысячных долей до 0,1—0,3 мм. Среди них встречаются неправильные гнезда доломита и тремолита разме-ром от 0,1 до 5 см. Связи окварцевания с разломами и дайками не установлено.

Судя по низкому фоновому содержанию окиси кремния в доло-митах и по морфологии тел джаспероидов, можно считать, что до на-чала гидротермальной деятельности в доломитах почти не было крем-незема, и окварцевание происходило с привносом его гидротермами. Известняки, учитывая сравнительно небольшие колебания в содержа-ниях окиси кремния и сравнительно равномерное распределение ее на всех участках месторождения, после осадконакопления метасома-тического окварцеванию не подвергались. Таким образом, на место-рождении ясно выражена приуроченность окварцевания к доломитам. Выборочности в замещении кальциевой или магниевой части доломи-тов не наблюдается.

Рудные тела представляют линзы, внутри которых богатые руды разделяются бедными, а иногда безрудными доломитами. По составу руды свинцово-цинковые с резким преобладанием цинка над свинцом (10:1), в незначительных количествах присутствуют сурьма, серебро, медь, кадмий. Среди первичных руд выделяют сплошные и прожил-ково-вкрапленные, причем преобладают последние. Как уже указы-валось, оруденение приурочено только к доломитам; иногда рудные доломиты тремолитизированы и серпентинизированы, часто окварцо-ваны, но многие рудные тела расположены в доломитах, почти неиз-

* Спектральные и химические анализы проводились в химлабораториях Джунгарской ГРЭ и Текелийского свинцово-цинкового комбината, контрольные — в центральной химлаборатории ЮКГУ.

мененных вторичными процессами (за исключением перекристаллизации).

Приуроченность оруденения к доломитам отмечается рядом авторов для многих месторождений (Брокау, 1953; Галкевич, 1965; Князев, 1954; Константинов, 1963; Купер и Хафф, 1954). Большинство авторов связь оруденения с доломитами объясняют физико-механическими свойствами пород. Так, И. И. Князев (1954) пишет: «...Основная причина преимущественной приуроченности руд к доломитам заключается, по-видимому, в их большей пористости и хрупкости, а следовательно, и в большей доступности их для циркуляции растворов по сравнению с известняками. Такое объяснение пользуется в настоящее время наибольшим признанием». Американский геолог А. Л. Брокау (1953) вообще отрицает влияние химического состава вмещающих пород на рудоотложение: «...Селективное замещение доломита, по всей вероятности, объясняется тем, что эта порода обладает большей проницаемостью, чем очень плотный известняк, а не какими-либо различиями в химическом составе».

На месторождении для определения пористости доломитов и известняков было отобрано 78 проб из невыветрелых и неокварцованных разностей (по 39 проб). Пористость определялась в химлаборатории Джунгарской ГРЭ и лаборатории нерудных ископаемых ЮКГУ. Результаты анализов обработаны методом математической статистики. Распределение процентных содержаний пористости в известняках и доломитах подчиняется логнормальному закону. Фоновая пористость известняков равна 1,23%, минимальная — 0%, максимальная — 8,2%. Фоновая пористость доломитов — 1,73%, минимальная — 0%, максимальная — 9,6%. Таким образом, на месторождении не отмечается резких различий в пористости известняков и доломитов. А разницей фоновой пористости, равной 0,5%, при почти одинаковой максимальной пористости, вряд ли можно объяснить полное отсутствие полиметаллического оруденения в известняках, тем более, что в доломитах большая часть руд прожилковая.

Повышенная по сравнению с известняками хрупкость доломитов, отмечаемая И. И. Князевым (1954), возможно, для многих месторождений сыграла важную роль при рудоотложении. Но в условиях Тельманского месторождения, при интенсивной складчатости и многочисленных разрывах, развитых одинаково в известняках и доломитах, пониженной хрупкостью, так же как и пористостью, нельзя объяснить отсутствие оруденения в известняках. Следует отметить, что отдельные трещины, залеченные в доломитовых телах рудой, прослеживаются на большие расстояния в известняках, но полиметаллической минерализации ни в самих трещинах, ни вблизи их за пределами доломитовых тел не встречено.

Для выяснения связи доломитизации с оруденением на участках, где минерализация отмечена в несерпентинизированных и нетремолитизированных доломитах, в трех профилях, полностью пересекающих основные тела доломитов, были отобраны бороздовые пробы. В двух профилях пробы отбирались из канав, в одном — из штольни. Все они подверглись полному спектральному анализу, а пробы с содержанием свинца, цинка и меди больше 0,1% — химическому. По содержанию окиси кальция, окиси магния и потерь при прокаливании, полученных по данным химанализов этих же проб, определялась степень доломитности карбонатной части породы. При сравнении степени доломитности с количеством металлов в породе установлено, что отложение цинка и в незначительной мере свинца на месторождении вызывает дедоломитизацию (рис. 1, 2, 3). Очевидно, при про-

движении рудных растворов происходили выборочное выщелачивание магнелиевой части доломита и замещение пространства сульфидами цинка и свинца. Дедоломитизация отмечена только в контакте раствор — доломит (доломит — руда), а при последующем отложении сфалерит и галенит выполняли пустоты, не вызывая раздоломичива-

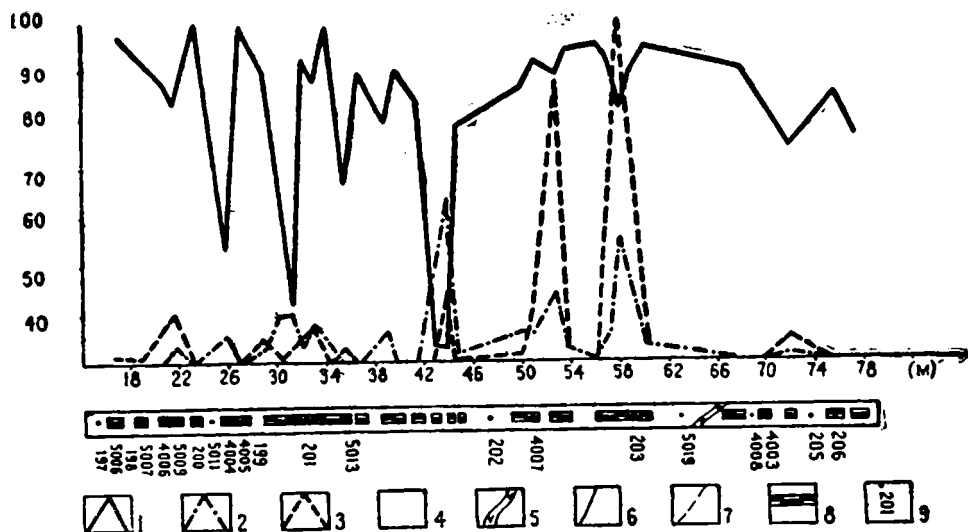


Рис. 1. График соотношения количества доломита в карбонатной части породы и содержание цинка и свинца по канаве А. 1 — кривая содержания доломита в карбонатной части породы (масштаб 1 см — 10%); 2 — кривая содержания цинка; 3 — кривая содержания свинца; 4 — доломиты; 5 — диоритовые порфиры; 6 — кальцитовая жила; 7 — тектоническая зона; 8 — место отбора бороздовой пробы; 9 — место отбора образца и его номер.

ния. В этот период рудоотложения большое значение имели структурно-тектонические особенности строения участка, хрупкость и пористость доломитов, оказавшие влияние на морфологию и размеры рудных тел. Такая схема объясняет и дедоломитизацию при рудоотложении и отсутствие прямой зависимости между количеством отложившегося металла и степенью раздоломичивания. Заместившийся при рудоотложении магний в условиях замкнутой системы переносился растворами дальше и шел на вторичную доломитизацию известняков, в связи с чем доломитовые тела приобретали черты гидротермальных доломитов (неправильная форма и несовпадение границ тел с поверхностями слоистости), и на образование новых гидротермальных мелких тел. На отдельных участках, где происходил привнос кремнезема, часть магния, возможно, шла на образование тремолита и серпентина: форма доломитовых тел здесь более правильная и заплывы в известняки встречаются гораздо реже.

По данным минералого-петрографического анализа образцов, отобранных по профилю (рис. 1), породы состоят из карбонатов (доломит, кальцит) с незначительными примесями (0,1—0,5%) слюдистого минерала размером до 0,06 мм; иногда в доломитах встречаются отдельные зерна и прожилки кварца, содержание которого достигает 2—4%. Кроме того, отмечаются псевдоморфозы кальцита по тремолиту, судя по которым тремолита в отдельных случаях содержится до 3—4%. Вероятно, дедоломитизация частично была связана с образованием тремолита, а последующее замещение его кальцитом привело

к уменьшению содержания доломита в карбонатной части породы. В некоторых случаях тремолитизация пространственно совпадает с оруденением, что несколько увеличивает общую дедоломитизацию породы. Но в рассматриваемых примерах дедоломитизация, связанная с тремолитизацией, по сравнению с той, которая вызвана оруденением, настолько незначительна, что ею можно пренебречь.

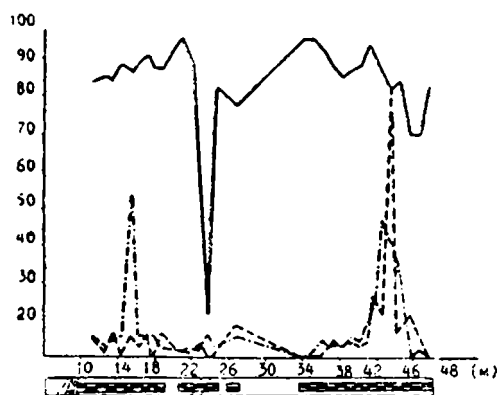


Рис. 2. График соотношения количества доломита в карбонатной части породы и содержания цинка и свинца по канаве В. Условные обозначения те же, что и на рисунке 1.

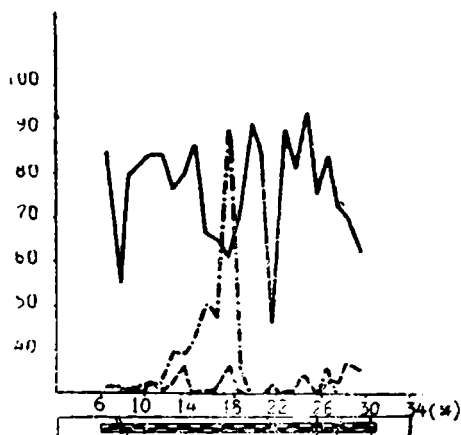


Рис. 3. График соотношения количества доломита в карбонатной части породы и содержания цинка и свинца по штольне А (рассечка 1). Условные обозначения те же, что и на рисунке 1.

Уменьшение дедоломитизации карбонатной части породы вызывается также развитием в доломитах кальцитовых жил и выветриванием вдоль зон разломов (на дедоломитизацию, связанную с выветриванием, указывал в 1953 г. В. В. Татарский). Поэтому в местах взятия проб учитывались все тектонические нарушения и карбонатные прожилки.

На основании исследований можно сделать следующие выводы.

1. На Тельманском месторождении свинцово-цинковое оруденение и гидротермальное окварцевание встречаются только в пределах доломитовых тел. Такая приуроченность окварцевания и оруденения не может быть связана только с различиями в пористости и хрупкости доломитов и известняков, а связана с разным химическим составом. Механические свойства пород имели большое значение для формирования морфологии рудных тел, а не для селективного замещения доломитов.

2. При рудоотложении повсеместно происходила дедоломитизация, при которой вытесненная окись магния частично шла на вторичную доломитизацию известняков, частично (при привносе кремнезема) — на образование тремолита и серпентина.

3. При поисках полиметаллов в осадочных доломитах следует обращать внимание на неправильную форму доломитовых тел, серпентинизацию и тремолитизацию доломитов, как на вероятные признаки оруденения.

Автор выражает искреннюю признательность А. Е. Шлыгину за ценные советы и замечания, высказанные при подготовке рукописи к печати.

В. Г. СЕВАСТЬЯНОВ

СВИНЦОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ХРЕБТА КЕТМЕНЬ

В 1965 г. при проведении оценочных работ на медно-свинцовом проявлении Аккезень и поисках была установлена рассеянная свинцовая минерализация в карбонатных породах на большой площади. Для изучения условий образования и локализации свинцового оруденения, а также для выявления интересных участков были проведены детальные геолого-петрографические и геохимические исследования.

Свинцовая минерализация приурочена к известнякам верхней подсвиты кунгейской свиты среднего — верхнего визе нижнего карбона, слагающим полосу, субшироко вытянутую более чем на 13 км при ширине 600—1000 м. С севера пачка карбонатных пород отчленена региональным разломом от гранитоидов Восточно-Кетменского интрузива, а на юге согласно налегает на осадочно-пирокластические и эффузивные породы нижней подсвиты кунгейской свиты или трансгрессивно — на вулканы кетменской свиты турне — нижнего визе.

Верхнюю подсвиту кунгейской свиты наряду с известняками образуют песчаники, туфопесчаники, гравелиты, туффиты, алевролиты и реже витрокластические туфы. Количество терригенного материала с востока на запад увеличивается за счет фациального замещения известняков. Среди известняков выделяются песчаные, кристаллические, ракушечные и органогенные разности. Последние значительно преобладают над другими. Они имеют мелко- и микрозернистую структуру, массивное сложение и серый, светло-серый цвет.

Карбонатные породы верхней подсвиты собраны в сжатую, слегка опрокинутую к северу синклиналь II порядка, разбитую крупными разрывами. Помимо Северного и Южного региональных разломов, сбосовивших блок карбонатных пород, выделяются разломы и зоны трещиноватости II порядка на крыльях и в ядре складки, параллельные ее оси. Близ последних развита серия сопряженных многочисленных мелких трещин, определяющих границы распространения рудной минерализации и участки ее локализации. В зонах нарушений известняки обычно интенсивно расланцованы и раздроблены. На плоскостях трещин развиты более поздние минералы — серицит, темное углисто-глинистое вещество, барит, кварц, кальцит и рудные минералы. Отмечены также пострудные разрывы, секущие структуру под острым или прямым углом, северо-западного направления.

Свинцовое оруденение в виде отдельных зон минерализации, линз и рассеянной вкрапленности проявлено в разных частях разреза карбонатной пачки. Выделяются следующие рудоносные горизонты:

а) темно-серые органогенные сильно окварцованные известняки самой нижней части разреза южного крыла синклинали (медно-свинцовое оруденение участка Аккезень);

б) серые, светло-серые массивные мраморизованные известняки центральной части пачки. Здесь существенно свинцовое оруденение локализовано в баритизированных, омарганцованных и кальцитизированных известняках — участки Большой Кетмень, Аккезень II и Арлыкголсай;

в) светлые и белые перекристаллизованные известняки северного крыла синклинали (участок Малый Кетмень).

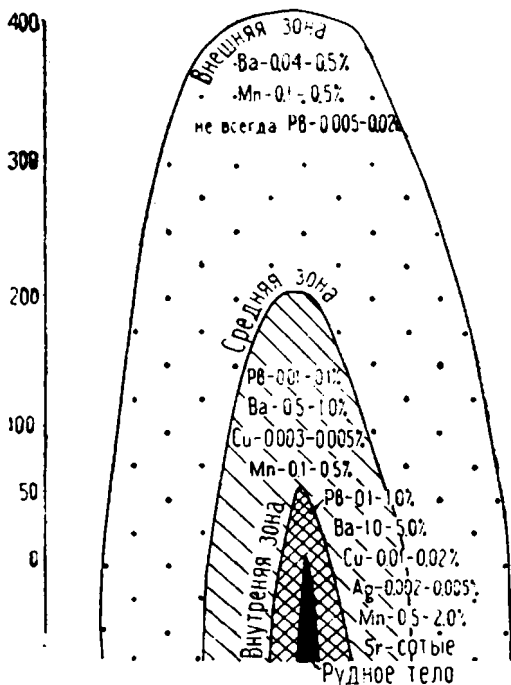
Для этих минерализованных участков характерен слабый эрозионный срез. Минерализация свинца и меди установлена лишь на наиболее эродированных участках по глубоко врезым ущельям рек Большой Кетмень, Аккезень, Арлыкголсай, Малый Кетмень.

Участок Большой Кетмень. Медно-свинцовая минерализация на участке в основном рассеянная. Вкрапленность и микропрожилки галенита, реже халькопирита, пирита и сфалерита отмечены в центральной части карбонатной пачки мощностью 270 м. В северной части пачки тонкая вкрапленность галенита встречается дважды в слоях мощностью 20 и 30 м. Известняки в оруденелых интервалах перекристаллизованы и гидротермально изменены, хотя в целом изменения проявлены слабо. В них можно видеть прожилки и единичные зерна призматически-зернистого кварца, кальцита двух генераций и барита. Рудные минералы тесно ассоциируют с кварцем, кальцитом первой генерации и баритом. По восстанию известняков интенсивность минерализации убывает и затем исчезает; породы здесь лишь слабо перекристаллизованы.

Детальное геохимическое опробование коренных выходов известняков (профили ориентированы вкрест простирания известняков с интервалами по вертикали через 100—200 м) подтвердило выводы, сделанные при петрографо-минералогическом изучении.

1. На более глубоких уровнях известняки имеют наибольшую концентрацию свинца — 0,01—2,0%, в основном 0,01—0,1%, достигая в отдельных пробах 0,5—2,0%.

2. Вверх по восстанию известняков содержание свинца падает; поверхность раздела проходит на абсолютных отметках 2300 м, выше



Обобщенная схема строения ореолов рассеяния вокруг свинцовых руд медно-свинцовой баритовой формации хребта Кетмень.

содержание свинца в известняках колеблется в пределах геохимического фона — 0,002—0,003 %.

3. Наряду со свинцом известняки содержат в повышенных количествах барий, медь, серебро, марганец и стронций — типичные элементы-индикаторы промышленного месторождения Туук.

4. Вертикальное распределение элементов-индикаторов в известняках аналогично свинцу, т. е. вверх по восстанию степень концентрации всех элементов-индикаторов падает; особенно это характерно для бария (табл. 1).

Таблица 1

Вертикальная зональность ореолов рассеяния на участке Большой Кетмень

Зона ореолов	Расстояние от рудного тела, м	Литологический состав	Комплекс элементов и их содержание, %
	600—650 (абс. высота 2600)	Массивные известняки	Фоновые содержания элементов-индикаторов свинцового оруденения
Внешняя	350 (абс. высота 2300)	Массивные известняки	Ba — 0,05—0,3; Mn — 0,1—1,0; иногда Pb — 0,01—0,3
Средняя	100—150 (абс. высота 2100)	Известняки слабо баритизированные	Pb — 0,02—0,1; Ba — 0,1—1,0; Cu — 0,002—0,008; Mn — 0,1—2,0
Внутренняя	50—70 (абс. высота 2000—2020)	Баритизированные известняки с рассеянной вкрапленностью галенита	Pb — 0,2—0,3; Ba — 3,0—5,0; Cu — 0,003—0,04; Ag — 0,001—0,002; Mn — 0,5—2,0; Sr — 0,01—0,03
Гипотетическое рудное тело		Свинцовая руда в баритизированных известняках	Pb, Cu, Ag, Ba, Mn, Sr

Эти особенности заставляют предполагать наличие не выходящих на поверхность рудных тел. Скважинами, пробуренными в одном профиле, установлены на различных глубинах скрытые рудные тела небольших масштабов с промышленными содержаниями свинца. Оруденение приурочено к зонам сильно трещиноватых и дробленых баритизированных известняков. Зоны обычно представлены параллельно сближенными широтными крутопадающими трещинами. Галенит и реже халькопирит выполняют параллельные микротрещины, образуя прожилково-вкрапленные руды. Мощность жилков с галенитом от 0,2 до 4 см. Местами развиты короткие линзы сплошного галенита. В окружающей массе вблизи трещинок заметна тонкая вкрапленность галенита. Жилки с сульфидной минерализацией ориентированы в одном простирании со слоистостью известняков, но секут их по падению.

Вмещающие перекристаллизованные известняки баритизированы, в меньшей степени окварцованы и содержат жилки кальцита. Обычно с кварцем ассоциируют пирит, халькопирит, иногда сфалерит, а с баритом — галенит, тетраэдрит, халькопирит. Руды, кроме свинца, содержат медь (до 0,4 %), серебро (до 0,01—0,02 %), барий (от 1 до 7 %), марганец (0,2—0,5 %), стронций (0,1—0,3 %). Протяжен-

ность ореолов рассеяния свинца над рудными телами до 300 м, бария и марганца — более 400 м. Медь, серебро и стронций тяготеют к рудным телам (см. табл. 1).

Участок Аккезень II находится в 3,5 км западнее р. Большой Кетмень на продолжении того же горизонта массивных светло-серых мраморизованных известняков центральной части карбонатной пачки, который несет оруденение на участке Большой Кетмень. Синклиналь разбита различно ориентированными разрывами на большое количество тектонических блоков. Мощность оруденелого горизонта, также заключенного в блоке, не более 50—70 м. Известняки горизонта вдоль параллельных трещин и разломов подверглись интенсивному дроблению, рассланцеванию и изменениям. Медно-свинцовое оруденение приурочено к интенсивно измененным известнякам. Известняки вначале были перекристаллизованы, затем омарганцованы и частично ожелезнены. Вдоль основной зоны дробления известняки интенсивно пропитаны тонкодисперсными черными окислами и гидроокислами марганца, в меньшей степени — железа. Отмечается колломорфно-натечное строение железо-марганцевых образований. Мощность омарганцованных пород 10—12 м. Вблизи массивных сильно омарганцованных пород (руд) расположены слабо омарганцованные, мелкозернистые, постепенно сменяющиеся органомедными известняками, в которых гидроокислы марганца отмечаются лишь в микротрещинках. Баритизация в виде линз, гнезд и прожилков наблюдается лишь среди сильно омарганцованных пород (руд).

Последовательность изменения известняков следующая: перекристаллизация — кальцитизация (кальцит I) — омарганцевание и гематитизация, окварцевание и кальцитизация (кальцит II) — баритизация — кальцитизация (кальцит III).

Сплошная марганцевая руда состоит из черных тонкодисперсных частиц и стяжений окислов марганца и буровато-черных гидроокислов железа и марганца. Иногда отмечаются полосчатые руды, в которых чередуются полосы черных марганцевых минералов с полосами красновато-бурых окислов и гидроокислов железа. Неправильные трещинки и пустотки в марганцевой руде выполнены кальцитом и сульфидами (сфалерит, пирит). Иногда наряду с кальцитом, пиритом и сфалеритом отмечаются барит и галенит.

Крупные трещины и зоны дробления в марганцевом горизонте выполнены агрегатом массивного галенита с примесью других сульфидов и барита, т. е. выделяются сплошные галенитовые и барито-галенитовые руды, а также прожилково-вкрапленные цинковые и свинцово-цинковые руды. Первые слагают линзы, гнезда и жилки, а вторые образуют неравномерную вкрапленность и редкие прожилки в железо-марганцевой породе: в слабоизмененных известняках отмечается лишь рассеянная вкрапленность галенита.

В полиметаллических рудах участка Аккезень II установлены галенит (в отдельных шлифах — до 80%), тетраэдрит (до 3%), халькопирит (до 8%), сфалерит (до 5%), пирит (0,5%), ковеллин (до 1%). В рудах отмечаются включения окислов марганца, гидроокислов железа. Встречается вкрапленность более редких минералов — бурнонита, аргентита, гринокита. Из нерудных наиболее распространен барит и реже — кварц. Последовательность выделения минералов в массивных рудах — окислы марганца и железа; пирит, сфалерит, близко одновременно галенит, халькопирит, тетраэдрит и бурнонит; ковеллин, церуссит, гетит, гидрогетит. В прожилково-вкрапленных рудах — окислы марганца и железа, пирит, сфалерит, халькопирит; близко одновременно галенит и тетраэдрит. Иногда в них присутствуют лишь

Вертикальная зональность ореолов рассеяния на участке Аккезень II

Зона ореолов	Расстояние от рудного тела, м	Литологический состав	Элементы-индикаторы и их содержание, %
Внешняя	300 (абс. высота 2550)	Массивные известняки	Ba — сотые доли; Mn — 0,1—1,0; иногда Pb — сотые доли
Средняя	100 (абс. высота 2400)	Слабо омарганцованные известняки	Pb — 0,02—0,05; Ba — 0,5—1,0; Zn — 0,1; Mn — 2,0—3,0; Cu — 0,002—0,003
Внутренняя	50 (абс. высота 2300)	Интенсивно омарганцованные известняки	Pb — 0,1—0,6; Ba — 0,5—2,0; Zn — 0,1—0,5; Mn — 4,0—17,0; Ag — 0,001—0,002; Cu — 0,002—0,004
Гипотетическое рудное тело		Барито-полиметаллическая руда в марганцевых породах	Pb, Cu, Ba, Ag, Zn, Mn, Sr, иногда Sb

окислы марганца, пирит и сфалерит. Руды этого участка содержат свинец, барий, цинк, марганец, серебро, а также в небольших количествах — медь, стронций, иногда сурьму.

Выше по склону степень изменения известняков падает, т. е. вверх по восстанию сильно омарганцованные породы переходят постепенно в омарганцованные известняки с микропрожилками и вкраплениями кальцита, барита и сульфидов. В 50 м выше рудного тела омарганцованные известняки содержат 4—17% марганца (вместо 25—30%).

Участок Аккезень сложен породами кунгейской свиты. Нижняя подсвита представлена туфами, туффитами, песчаниками, андезитовыми порфиритами и туфогравелитами с линзами доломитов. Выше залегают органогенные и кристаллические известняки верхней подсвиты. Близ контакта подсвит проходит крупный субширотный разлом с системой оперяющих трещин. В зоне разлома породы интенсивно катклазированы, раздроблены, рассланцованы, гидротермально изменены и часто несут полиметаллическое оруденение. Минерализация приурочена к самой нижней части верхней подсвиты кунгейской свиты. Породы нижней подсвиты альбитизированы, серицитизированы и окварцованы. Обломки туфов и основная масса замещены кварцем, серицитом, гидрокислами железа, кальцитом, иногда сохраняется альбит. Известняки верхней подсвиты перекристаллизованы, местами интенсивно окварцованы и слабо баритизированы. Перекристаллизованные известняки состоят из крупных и реже мелких зерен кальцита, слагающих реликты фауны. Промежутки между реликтами фауны заполнены крипто- или мелкозернистым гранобластовым агрегатом кальцита.

Вдоль узких субширотных зон послойных подвижек и брекчирования перекристаллизованные известняки изменены и окварцованы. Кварц мелкозернистым агрегатом как бы пронизывает массу породы и образует скопления прожилков, в которых вместе с кварцем отмечен барит. По трещинкам и в виде гнезд развиты халькопирит, галенит, сфалерит, халькозин, пирит и лимонит. Сульфиды концентрируются в интенсивно окварцованных известняках в виде мелкой вкрапленно-

сти и небольших гнезд, равномерно пронизывая породу. С уменьшением степени окварцевания резко падает интенсивность сульфидов. В слабоизмененных известняках отмечается лишь редкая рассеянная вкрапленность галенита. На участке проявилась типичная полиметаллическая минерализация с преобладанием меди над цинком и цинка над свинцом. Кроме того, в руде установлены в небольших количествах барий, марганец, стронций и серебро.

Из приведенных данных видно, что свинцовое оруденение приурочено к карбонатным породам кунгейской свиты, контролируется субширотными разрывами и генетически тесно связано с гидротермальными изменениями вмещающих пород. Изменения обычно происходили одновременно с оруденением. Метаморфические и гидротермальные процессы протекали в следующей последовательности:

1. Перекристаллизация известняков от слабой до интенсивной, вплоть до образования мраморов, проявившаяся на большой площади во время первых блоковых перемещений карбонатной пачки по региональным разрывам (Северному и Южному разломам).

2. Гематитизация и омарганцевание внутри карбонатного блока, приуроченное к крупным разрывам II порядка, параллельным общему простиранию структуры. В этот этап возникла как рассеянная гематитизация и омарганцевание, так и интенсивная в виде линз и залежей гематитовых и марганцевых руд, приносились цинк и частично медь. Концентрация цинка отмечена лишь в интенсивно омарганцованных и гематитизированных породах (участки Аккезень и Аккезень II). В зоне интенсивного омарганцевания (при содержании марганца более 20%) содержание цинка составляет 0,5—3%.

3. Слабое окварцевание карбонатных пород. Кварц развит преимущественно в рассеянных мелких призматических зернышках и реже — в прожилках по трещинам катаклаза. Иногда отмечаются сильно окварцованные известняки. В этом случае кварц мелкозернистым агрегатом как бы пропитывает породу. Интенсивное окварцевание обычно приурочено к узким зонам и трещинам дробления, оперяющим разломы II порядка. В эту стадию приносились медь и частично свинец. Небольшие содержания отмечены в карбонатной пачке в разных слабо окварцованных породах, а концентрация — в более окварцованных породах (участок Аккезень). Здесь халькопирит ассоциирует с кварцем. Местами окварцевание наложено на гематитизированные породы. Так, на участке Большой Кетмень (скв. 6) встречаются зонки кварцево-гематитовых пород. Под микроскопом установлено, что кварц слагает среди гематита неправильные участки и прожилки с вкрапленностью халькопирита и пирита.

4. Баритизация, проявившаяся в метасоматозе и образовании жил и гнезд в субширотных крутопадающих зонках дробления. Баритизация в карбонатной пачке развита широко, но интенсивность ее неравномерная. Процесс был интенсивным лишь в узких локальных зонах трещиноватости. С баритизацией тесно связано серебряно-свинцовое оруденение, представленное рассеянной вкрапленностью, прожилково-вкрапленными и сплошными или массивными рудами. Интенсивность его проявления зависит от степени баритизации.

5. Рассеянная неравномерная вкрапленность галенита встречается почти повсеместно в слабо баритизированных известняках, слагающих на участке Большой Кетмень одну мощную зону шириной 270 м и две небольшие зоны. К западу основная зона прослежена более чем на 4,5 км (участки Аккезень II, Арлыкголсай) и далее по простиранию известняков в виде нескольких узких зон еще на 8 км. Содержа-

ние свинца в ней составляет сотые и реже десятые доли процента. Оно в основном зависит от глубины эрозионного среза.

Прожилково-вкрапленные руды приурочены к узким зонам интенсивного дробления мощностью от 2 до 10 м. Сплошные руды образуют вместе с баритом гнезда размером 0,5—1,5 м. Руды этого типа обычно слагают скрытые тела. Жилки барита с галенитом часто наложены на окварцованные гематитизированные и омарганцованные породы с медным, реже цинковым оруденением. Галенит содержит мелкие зерна халькопирита, тетраэдрита, бурнонита, иногда пирита и сфалерита. Галенит более поздний, а с тетраэдритом, бурнонитом и реже с халькопиритом выделялся близко одновременно. Галенит этой стадии имеет повышенные содержания серебра, меди, сурьмы, мышьяка.

6. Пржилки кальцита развиты широко и возникали неоднократно. Четко выделяются три генерации жильного кальцита. Первая выполняла разно ориентированные трещинки после перекристаллизации известняков, но до омарганцевания и гематитизации. Так, на участке Аккезень II в измененных известняках по трещинкам катаклаза развиты кальцит и гидроокислы марганца, причем прожилки гидроокислов марганца секут кальцитовые прожилки. Вторая генерация кальцита выполняет многочисленные трещинки часто вместе с кварцем и сульфидами меди. Они пересекают интенсивно омарганцованные и гематитизированные породы. Третья генерация кальцита наблюдается в пострудных мелких и мельчайших трещинках. Эти жилки кальцита обычно секут кварц, гематит, барит и рудные минералы.

Для участков Большой Кетмень, Аккезень, Аккезень II, Арлык-голсай и месторождения Туук характерны следующие черты:

1. Оруденение приурочено к карбонатной пачке терригенно-карбонатной кунгейской свиты нижнего карбона и относится к медно-свинцово-баритовой формации.

2. Размещение рудной минерализации контролируют субширотные разломы и зоны трещиноватости.

3. Рудные тела имеют форму крутопадающих линз и неправильных зон. Первые образованы сплошными, а вторые — прожилково-вкрапленными рудами.

4. Вмещающие породы подверглись гидротермальным изменениям на месторождении Туук (по данным К. А. Чекаловой и И. В. Покровской): доломитизация, кальцитизация, окварцевание и баритизация. В нашем районе это перекристаллизация, кальцитизация трех стадий, гематитизация, омарганцевание, окварцевание и баритизация. С баритизацией тесно связано свинцовое оруденение.

5. Первичные руды сложены главным образом галенитом; из второстепенных минералов отмечены халькопирит, пирит, тетраэдрит, сфалерит, иногда аргентит, бурнонит.

6. Главным полезным компонентом является свинец, второстепенными — барит, медь, серебро, примесями — марганец (иногда его много), стронций.

Описываемые участки и месторождение Туук образуют единую Туук-Кольджатскую рудную зону, которая прослеживается от месторождения Туук на восток на протяжении более 120 км при ширине 1,5—3 км. В зоне выявлено одно крупное месторождение и несколько перспективных рудопроявлений. Поисковые работы на свинец, серебро, барий, марганец и медь в этой зоне не закончены и их следует обязательно продолжить. При дальнейших поисковых работах, учитывая сложность оценки из-за резкого влияния уровня эрозион-

ного среза, необходимо вначале провести геохимические исследования первичных ореолов и изучить вторичные изменения вмещающих пород на всем протяжении зоны.

При геохимических поисках надо иметь в виду, что вокруг рудных тел существуют протяженные, обычно совмещенные зональные ореолы рассеяния свинца, меди, серебра, бария, марганца и стронция. Грубо в совмещенных ореолах можно видеть внутреннюю среднюю и внешнюю зоны. Для каждой зоны характерны определенные концентрации рудных элементов: для внутренней — Pb (0,1—1,0%), Ba (1—5,0%), Cu (0,01—0,02%), Ag (0,002—0,005%), Mn (0,5—2,0%), Sr (0,0 п %); для средней — Pb (0,01—0,1%), Ba (0,5—1,0%), Cu (0,003—0,005%), Mn (0,1—0,5%); для внешней — Ba (0,04—0,5%), Mn (0,1—0,5%), Pb (0,0 п %). Ширина внутренней зоны зависит от размеров рудного тела. При его мощности 0,5—1 м ширина внутренней зоны 10—15 м, протяженность 40—60 м. Внешняя зона ореола протягивается от рудного тела по вертикали на 400 м и по горизонтали — на 150—200 м.

К. А. АЗБЕЛЬ, В. Г. СЕВАСТЬЯНОВ

ВТОРИЧНОКВАРЦИТОВАЯ И ПРОПИЛИТОВАЯ ФОРМАЦИИ ИЛИЙСКОЙ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ, ИХ РУДОНОСНОСТЬ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ

Представления о вторичных кварцитах и пропилитах как метасоматических формациях, тесно связанных с рудогенезом, делают актуальным их тщательное изучение, выяснение их взаимоотношений с рудными проявлениями и выработку критериев поисков и оценки скрытого оруденения. Описываемые метасоматиты локализованы в единой Илийской метасоматической провинции. Они образовались во время одного тектоно-магматического этапа, находятся в единой крупной структуре — Илийском мегасинклинории, имеют общие основные черты петрографии, минералогии и металлогении. Естественными границами провинции являются границы позднегерцинского мегасинклинория, охватывающего южные и юго-западные склоны Джунгарского Алатау, Илийскую впадину, северные склоны хребтов Заилийского Алатау и Кетмень. В строении Илийского мегасинклинория участвуют отложения от нижнего карбона до нижнего триаса включительно. Среди них преобладают вулканиты, которые представлены разнообразными наземными фациями, а также многочисленными субвулканическими и интрузивными телами разных размеров, форм и состава. В разрезе мегасинклинория чередуются вулканогенные комплексы* среднего и основного состава с комплексами кислых вулканитов. Установлена следующая последовательность комплексов: 1) среднекарбонный — туфы, игнимбриты липаритового и дацитового состава с базальными терригенными слоями; 2) средне-позднекарбонный — средние и умеренно кислые вулканиты; 3) позднекарбонный — раннепермский — игнимбриты, туфы кислого состава с горизонтами песчаников, алевролитов и известняков; 4) раннепермский — порфириты и их туфы; 5) ранний позднепермский — кислые вулканиты; 6) поздний позднепермский — андезитовые и андезитобазальтовые порфириты и туфы; 7) позднепермский — раннетриасовый — кислые туфы, игнимбриты. В отдельных частях мегасинклинория К. А. Азбель, М. Р. Борукаева (1965, 1966) выделяют раннетриасовый пестрый по составу субвулканический комплекс,

* Под вулканогенным комплексом мы понимаем совокупность вулканогенных образований наземных стратифицированных, а также жерловых и субвулканических фаций, которые сформировались на определенной стадии тектоно-магматического развития региона, приурочены к определенным магмоподводящим и контролирующим структурам и характеризуются определенным петрохимическим составом.

стратифицированных аналогов которого не обнаружено. История развития Илийского мегасинклиниория является прежде всего историей вулканизма в многообразных его формах, в том числе в широком проявлении газо-гидротермальных процессов. Последние сформировали различные гидротермально-измененные породы, среди которых наиболее распространены вторичные кварциты и пропилиты.

В Илийской метасоматической провинции выявлено более 50 сравнительно крупных массивов вторичных кварцитов и не меньшее количество полей и зон пропилитов. Обычно поля вторичных кварцитов и пропилитов встречаются совместно, хотя известны случаи их раздельного проявления. Они размещены отчетливо неравномерно (см. рис.). Большинство массивов вторичных кварцитов сосредоточено в Южной Джунгарии, преимущественно в горах Чулак, Катутау и

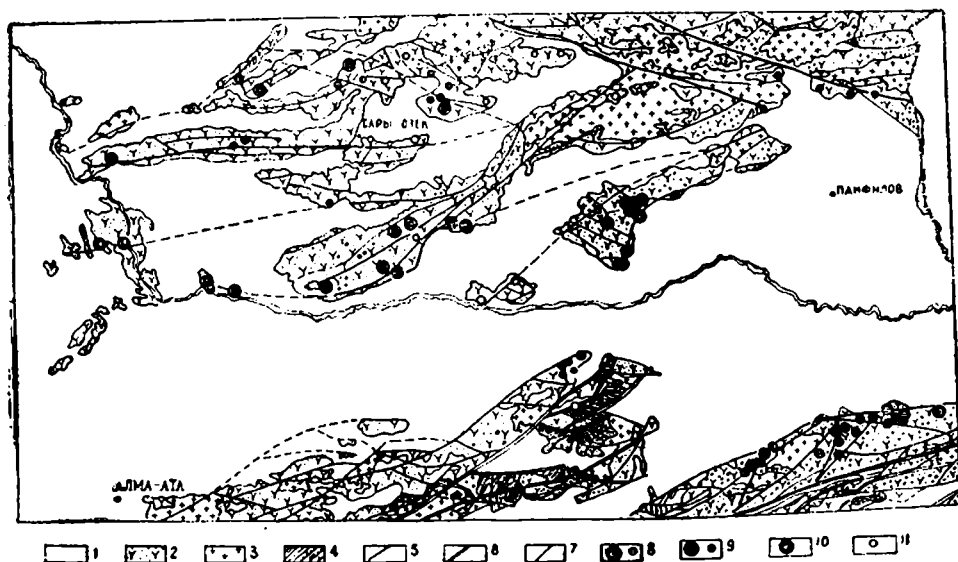


Схема размещения вторичных кварцитов и пропилитов в Илийском мегасинклиниории. 1 — мезозой-кайнозойские отложения; 2 — нижнекаменноугольные и верхнепалеозойские преимущественно вулканогенные образования; 3 — интрузии гранитоидов; 4 — нижнепалеозойские отложения; 5 — магмоподводящие разломы; 6 — разломы длительного развития; 7 — прочие разрывные нарушения; 8 — массивы вторичных кварцитов: а — детально изученные, б — специально не изучавшиеся; 9 — поля и зоны пропилитов: а — детально изученные, б — специально не изучавшиеся; 10 — площади совместного развития пропилитов и вторичных кварцитов; 11 — метасоматиты предположительно вторичнокварцитовой формации.

Малайсары. Пропилиты не менее широко проявлены и на северных склонах Заилийского Алатау и Кетменя. Поля метасоматитов приурочены к крупным разрывным структурам, контролировавшим магматические процессы и сопровождаемым разнообразными субвулканическими и экструзивными образованиями, непосредственно связанными с вулканическими центрами. Следует учесть, что картина размещения пропилитов и вторичных кварцитов, безусловно, искажена вследствие слабой изученности этих метасоматических формаций. Список опубликованных работ по вторичным кварцитам ограничивается несколькими статьями (Русаков, 1955; Фремд, 1963; Бабичев, 1959; Азбель, Борукаева, 1966; Исаева, 1963). Только в 1965 г. началось систематическое комплексное изучение массивов вторичных кварцитов Южной Джунгарии в связи с поисками алунитовых месторождений и были составлены детальные схемы, отражающие геоло-

гическую позицию и фаціальное строение пятнадцати вторичнокварцитовых массивов. Материал, собранный в процессе этих работ и частично опубликованный (Азбель и др., 1968), и лег в основу раздела о вторичных кварцитах в настоящей работе.

Метасоматиты пропилитовой формации изучены еще менее, чем вторичные кварциты. В Илийском синклинии пропилитовая формация до последних лет не выделялась. В Южной Джунгарии Г. М. Фрейд (1960), М. Д. Исаева (1963) отмечали пропилитизацию как внешнюю фацию вторичных кварцитов. Авторы настоящей статьи, как и большая часть геологов (Н. И. Наковник, Г. М. Власов, М. М. Василевский, С. И. Набоко и др.), выделяют пропилиты в самостоятельный генетический тип околорудных метасоматических пород.

Большинство известных массивов вторичных кварцитов приурочено к вулканитам раннего позднепермского, позднего позднепермского и позднего позднепермского — раннетриасового комплексов. По-видимому, в значительной мере это объясняется весьма широким распространением последних на современном эрозионном срезе. Кроме того, почти все массивы вторичных кварцитов приурочены к субвулканическим и жерловым образованиям среднего и основного состава, что свидетельствует о наиболее благоприятных условиях для вторичнокварцитового метасоматоза при вулканизме центрального типа, наиболее характерного для андезитовидных комплексов. Комплексы кислого ряда возникали преимущественно путем мощных игнимбритовых взрывов по расколам, протягивавшимся нередко на многие десятки километров; в результате происходила быстрая дегазация магмы со всей поверхности гигантских покровов игнимбритов (не считая значительных потерь газов в момент самого взрыва) при полной закупорке подводящих каналов.

Следовало бы ожидать, что вторичные кварциты в большинстве случаев должны были бы возникать за счет наземных продуктов самих стратовулканов, т. е. преимущественно за счет пород среднего и основного состава. Однако имеющийся материал свидетельствует о том, что наряду со вторичными кварцитами, образованными за счет пород среднего и основного состава (массивы Кызылчеку II и III, Архарлы и др.), имеются (и их значительно больше) вторичные кварциты, развитые по кислым вулканитам (массивы Ащибастау, Кызылчеку I, IV и V, Кербулак, Малайсары, Ашудасты и многие другие). Объясняется это, видимо, тем, что породы среднего состава, превращавшиеся во вторичные кварциты преимущественно в пределах построек андезитовидных стратовулканов, были наиболее уязвимыми для процессов разрушения (взрывов и денудации). Во многих случаях сохранились находившиеся на большей глубине вулканиты подстилающих липаритовидных комплексов. Последние могли быть превращены во вторичные кварциты в связи с повышением кислородного потенциала на сравнительно большом удалении от поверхности (несколько сотен метров) за счет постоянно образующихся открытых радиальных и концентрических трещин.

Для массивов вторичных кварцитов Илийской провинции характерно отсутствие, за крайне редким исключением, высокотемпературных и высокоглиноземистых фаций — корундовой, андалузитовой и диаспоровой. Обычно устанавливаются монокварцевая, алунитовая, каолининовая, пироксилитовая (реже) и серицитовая, а также смешанные разности (алунино-каолининовая, каолинит-серицит-алунино-вая и т. п.).

Монокварциты на 90% и более состоят из кварца. Кроме того, в незначительных количествах встречаются серицит, каолинит, пирит,

гематит, рутил, циркон и ярозит. В большинстве случаев монакварциты образуют крутопадающие жилообразные тела, вытянутые нередко на несколько сотен метров, при мощности, достигающей 10 м и более. Между тем установлены и полого залегающие тела (на массиве Кызылчеку V), приуроченные к плоскостям напластования вулканитов. Монакварциты, являясь самой внутренней фацией, фиксируют зоны наиболее длительной циркуляции гидротерм, пространственно контролировавших развитие метасоматоза как в начальные этапы, так и во время формирования других фаций, возможно, не только вторичнокварцитовых, но и пропилитовых. Андалузитовая фация установлена нами впервые на массиве Архарлы. Она тесно пространственно связана с монакварцитовыми жилами. Содержание андалузита достигает 20%, а остальная часть породы сложена вторичным кварцем с незначительной примесью гематита, рутила, турмалина, пирита.

Алунитовые кварциты на 10—40% (в редких случаях на 70%) состоят из алунита. Остальная часть породы сложена кварцем, в значительно меньшей степени — каолинитом и серицитом (не более 1—7%), гематитом, пиритом, рутилом, турмалином, цирконом и вторичными — кальцитом, гипсом и ярозитом. Характерно, что чаще всего встречаются разности, содержащие алунит в количестве 30% и более и тем самым являющиеся ценным сырьем для алюминиевой и химической промышленности. Выявление крупных тел алунитовых руд на массивах Ащибастау, Кербулак, Архарлы, Кызылчеку II, III и V позволяет оптимистически оценивать возможности месторождений алунита в Илийской провинции, в частности в Южной Джунгарии. Алунитовые кварциты образуют пластообразные тела, либо совершенно не подчинявшиеся напластованию исходных пород и занимающие в этих случаях господствующие части рельефа (Кызылчеку II и южная часть Ащибастау), либо довольно строго приуроченные к определенным пластам (чаще пирокластов) и падающие под различными углами в зависимости от дислоцированности исходных пород (Кызылчеку III, IV и северная часть Ащибастау). Очень редко алунитовые кварциты образуют крутопадающие мелкие жилы обычно с весьма высоким (60—70%) содержанием алунита.

Кварциты каолинитовой фации распространены весьма широко. Содержание каолинита в них обычно составляет 20—35%, иногда падает до 12% (не считая еще более низких содержаний в смешанных фациях), а в некоторых случаях увеличивается до 60—70%. Кроме кварца встречаются незначительные примеси алунита, серицита, пирофиллита, редко диаспора, а также аксессуарных минералов. Как и алунитовые, каолинистые кварциты слагают пластообразные залежи, либо не согласные с залеганием исходных пород, либо избирательно замещающие определенные горизонты. Пирофиллитовая фация обычно располагается между серицитовой и каолинитовой фациями, но иногда граничит непосредственно с алунистыми кварцитами. Содержание пирофиллита колеблется от 10 до 40%.

Серицитовые вторичные кварциты — одна из наиболее широко распространенных минеральных фаций. Она обычно тяготеет к периферическим частям массивов, тесно ассоциируясь с пропилитами. Чаще всего количество серицита составляет 15—30%, иногда возрастающая до 60% (моносерицитовые разности).

Массивы вторичных кварцитов имеют отчетливое зональное строение, искаженное и усложненное блоковой тектоникой, наличием сложных смешанных фаций, перемежаемостью алунитовых и каолинистых тел вследствие избирательного метасоматоза и т. п. Верти-

кальная зональность выражена сверху вниз последовательной сменой алунитовой, каолинитовой, пироксилитовой и серицитовой фаций. Далее следуют минеральные фации пропилитовой формации. Монокварциты проходят через всю колонку, а их корни углубляются в пропилиты. Горизонтальная зональность сказалась в последовательной смене (от центральных участков к периферии) монокварцевой, алунитовой, каолинитовой, пироксилитовой и серицитовой фаций. Монокварциты в плане пересекают остальные фации, выходя за пределы массивов вторичных кварцитов в пропилитизированные породы.

Едва ли существует много «типов зональности», как это считают Г. М. Фремд и М. А. Исаева (1963), выделяющие их тогда, когда на каком-либо массиве отсутствует одна или несколько фаций. В большинстве случаев неодинаковое число фаций на разных массивах объясняется различным уровнем эрозионного среза. Если метасоматоз протекал интенсивно и длительно, до образования монокварцитов (а последние обнаружены на всех массивах вторичных кварцитов Илийской провинции), то, по-видимому, первоначально были развиты и все остальные фации. Поэтому на данном уровне изученности можно говорить только о трех типах зональности. Приведенная выше последовательность характеризует метасоматические колонки первого кызылчекинского типа. Второй, ащибастауский, отличается отсутствием пироксилитовой фации, третий — архарлинский — наличием андалузитовой фации (последняя располагается между монокварцевой и алунитовой).

Диаграммы «привнос — вынос», построенные для нескольких массивов вторичных кварцитов (часть из них опубликована — Азбель и др., 1968), в целом согласуются с представлениями о химизме вторичнокварцитового метасоматоза, как о процессе кислого (преимущественно сернокислого) преобразования вулканогенных пород. Почти полное отсутствие высокоглиноземистых минералов (не считая андалузитовой фации на массиве Архарлы), обнаруживаемых лишь в качестве ничтожных примесей (диаспор и андалузит) в других минеральных фациях, свидетельствует о весьма скромной роли высокотемпературных галогенных растворов при образовании вторичных кварцитов. Во вторичных кварцитах Илийской провинции не установлено ни одного бесспорного факта локализации оруденения каких-либо металлов (не считая алунитовых руд).

Пропилитовая формация. Известные в Илийском мегасинклинории рудопроявления золота, серебра и полиметаллов приурочены к зонам гидротермально-измененных пород пропилитовой формации. Поэтому очевидны актуальность детального фациального расчленения пропилитов и установление связей каждой фации с оруденением.

Участок Восточный Сасыкбулак находится на северном склоне хр. Кетмень, в 3 км юго-западнее пос. Малый Кетмень. В геологическом строении участвуют эффузивно-пирокластические и интрузивные образования раннепермского комплекса. Вулканиды представлены андезитовыми и дацит-андезитовыми порфиритами, реже туфами, игнимбритами и лавами дацитового, трахитового и липаритового состава и перемежаются с подчиненными прослоями вулканомиктовых и полевошпатовых песчаников. Кварцевые сиенито-диоритовые порфириты, гранодиориты и кварцевые диориты, слагающие единое тело, прорывают и изменяют в контакте вмещающие породы с образованием зоны ороговикования. Все породы подверглись в той или иной степени гидротермальному изменению.

Размещение гидротермально-измененных пород и оруденение контролируют субмеридиональный разлом и оперяющие его трещины.

образующие зону шириной до 100 м и длиной более 1,5 км. Почти независимо от состава исходных пород возникли типичные среднетемпературные зональные пропилиты с парагенезисом — кварц, серицит, хлорит, эпидот, калишпат, кальцит и пирит.

Центральная или осевая зона мощностью 3—20 м представлена кварцево-серицитовыми породами, локализованными вдоль главного разлома. Рядом с центральной зоной локально развиты кварцево-серицито-хлоритовые и кварцево-хлоритовые породы, которые по периферии переходят в кварцево-эпидотовые и кварцево-хлорито-эпидотовые породы, симметрично окаймляющие две предыдущие зоны. Общая мощность внутренних нацело измененных зон от 5 до 35 м.

Кварцево-эпидотовая зона постепенно сменяется пропилитизированными породами внешнего ореола, характерной особенностью которых является обязательное присутствие вторичного калишпата. Калишпатовая зона в центральной части состоит из симметрично расположенных полос, окаймляющих метасоматиты внутренних зон. Южнее они объединяются в широкую полосу мощностью до 100 м.

Калишпатовая зона далее по горизонтали сменяется слабо пропилитизированными породами. Степень изменения их постепенно падает. Порфировые породы сохраняют первичную структуру. Плагноклаз вкрапленников обычно частично серицитизирован, темноцветные почти нацело замещены хлоритом, эпидотом, калишпатом и кварцем. Основная масса состоит из табличек плагноклаза, изометричных зерен хлоритизированного пироксена, небольшого количества кварца, мелких зерен магнетита. В пирокластолитах цемент и частично обломки песчаников замещаются эпидотом и хлоритом. В обломках сохраняются первичные минералы — плагноклаз, биотит, пироксен.

Предложенная схема зональности является обобщенной. В каждом конкретном разрезе зональность иногда усложняется или, наоборот, упрощается. Так, в центральной части наблюдается полный набор метасоматических зон с симметричным расположением относительно главного рудоконтролирующего разлома, а южнее, в 100—150 м, отдельные зоны выпадают. Здесь шире развита осевая серицитовая зона (около 20 м), которая затем, минуя хлоритовую зону, переходит в эпидотовую и далее в калишпатовую и слабо пропилитизированные породы. По-видимому, разрастание серицитовой зоны за счет хлоритовой произошло при дополнительном привносе гидротерм по открывавшимся старым трещинам.

Общее строение пропилитовой колонки в горизонтальном разрезе по участку Восточный Сасыбулак приведено в таблице 1.

Полиметаллическое оруденение на участке приурочено к внутренним зонам. Наибольшая концентрация рудных минералов отмечена в кварцево-серицитовых метасоматитах, особенно в брекчированных разностях. Выделяются линзы богатых массивных руд и рудные тела с гнездово-вкрапленной минерализацией. Массивные руды контролируются субмеридиональным основным разломом, а гнездово-вкрапленное оруденение — оперяющими трещинами. Вещественный состав руд простой. Первичные минералы представлены галенитом и сфалеритом, в небольших количествах — халькопиритом, пиритом и гематитом. С рудными минералами ассоциируют кварц, хлорит, эпидот, кальцит, серицит, калишпат. Полезными компонентами являются свинец, цинк, золото и серебро, в виде примеси установлены кадмий, молибден, медь и сурьма.

Золоторудное поле Чимбулак находится на северном склоне гор Улькун-Богуты. Рудное поле сложено эффузивно-пирокластическими

Строение пропилитовой колонки в горизонтальном разрезе на участке Восточный Сасыкбулак

Зоны	Минеральный парагенезис	Мощность зоны
Внешние зоны		
Пропилитизированная порода	Плагиоклаз, биотит (пироксен или роговая обманка), кварц, серицит, хлорит, эпидот, кальцит, калишпат, гематит, пирит	Сотни метров
Калишпатовая порода	Реликты плагиоклаза, кварц, серицит, хлорит, эпидот, кальцит, калишпат, пирит (гематит)	До 100 - 150 м
Внутренние зоны		
Эпидотовая порода	Кварц, серицит, хлорит, эпидот, кальцит, пирит	Первые метры
Хлоритовая порода	Кварц, серицит, хлорит, рутил, пирит	• •
Кварц-сульфидная порода	Кварц, сульфиды (свинца, цинка)	• •

и субвулканическими породами основного и умеренно-щелочного состава. Под воздействием гидротермальных процессов вмещающие породы интенсивно изменены. В рудном поле выделяются вторичные кварциты и пропилиты. Вторичные кварциты развиты в основном по умеренно-щелочным и умеренно-кислым породам субвулканической и эффузивно-пирокластической фаций раннего раннепермского комплекса. Выделяются серицитовая, каолинитовая, каолинито-серицитовая и монокварцитовая зоны площадью от 500×70 до 300×450 м².

Пропилиты развиты исключительно по основным и средним вулканитам раннепермского комплекса. Серицитовая, хлоритовая, калишпатовая и пропилитизированная зоны относятся к единой метасоматической колонке и образуют линейно-вытянутые полосы вдоль разломов северо-восточного направления.

Среди пропилитов и вторичных кварцитов установлено много кварцевых жил с золотом, минералами серебра, свинца и меди. Минерализация относится к «эпитептермальному» золото-серебряному типу. Довольно выдержанные и мощные оруденелые брекчиевые жилы-образные тела возникли после многократного дробления и цементирования обломков вторичных кварцитов и пропилитов кварцем нескольких генераций.

На месторождении отчетливо намечаются два этапа гидротермально-рудного процесса. К первому, предрудному, относится изменение вмещающих пород вдоль линейных зон трещиноватости северо-восточного направления. В этот этап возникли пропилиты с парагенезисом — кварц, серицит, хлорит, калишпат, кальцит, пирит и лейкоксен. Для них характерна зональность по отношению к разрывам. От трещин к периферии выделяются следующие зоны:

- 1) серицитовая: кварц + серицит + пирит; мощность 0,2—0,5 м;
- 2) хлоритовая: кварц + серицит + хлорит + кальцит + пирит; мощность 0,5—3 м;
- 3) калишпатовая: кварц + серицит + хлорит + калишпат + кальцит + пирит + лейкоксен; мощность — первые десятки метров;
- 4) пропилитизированные породы: кварц + серицит + хлорит + калишпат + кальцит + пирит + реликты плагиоклаза и иногда темноцветных (пироксена).

В этот же этап над пропилитами формировались фации вторичных кварцитов. Они характеризуются менее четкой горизонтальной зональностью. Обычно близ главных зон трещиноватости развиты монокварциты, образующие линзы, жилы и вытянутые тела мощностью 2—7 м. Монокварциты окружены серицитовыми кварцитами. Каолинитовые разновидности слагают небольшие тела среди серицитовых кварцитов. По данным бурения, в зоне пропилитов (участок Уенкебулак) и в массиве вторичных кварцитов (участок Шиндыбулак) намечается вертикальная зональность. Сверху вниз выделяются следующие зоны:

1. Зона серицитовых кварцитов, установленная в рудном поле, где сохранились породы раннего позднепермского комплекса. Вторичные кварциты на участке Шиндыбулак прослежены на глубину 230 м. Среди серицитовых кварцитов отмечены жилы и линзы монокварцитов, которые пространственно тесно связаны с рудными жилами.

2. Калишпатовая зона пропилитовой формации. Породы зоны состоят из кварца, серицита, калишпата, хлорита, пирита, лейкоксена.

3. Хлорит-эпидотовая зона, сменяющая калишпатовые пропилиты на глубине 65—70 м на участке Уенкебулак. Ее главные минералы — кварц, серицит, хлорит, эпидот, второстепенные — кальцит, пирит, лейкоксен (на участке Шиндыбулак эта зона не вскрыта).

Во второй этап сформировались рудные жилы. Он делится на три стадии: 1) выделение в интенсивно дробленных пропилитах и вторичных кварцитах флюорита, серого мелкозернистого кварца и небольших количеств пирита, сфалерита, халькопирита первой генерации, галенита и золота; 2) образование сульфидов свинца, меди, молочно-белого кварца и барита, в конце стадии отложилась основная масса золота и серебра; 3) выполнение полостей аметистовым и халцедоновидным кварцем и кальцитом.

Таблица 2

Зональность и минеральные ассоциации пропилитов участка Тегермень

Зоны	Минеральные ассоциации	Мощность зоны
Внешние зоны		
Неизмененные эффузивы	Плагноклаз + пироксен + роговая обманка	Десятки и сотни метров
Слабо пропилитизированные породы	Плагноклаз, пироксен, эпидот, хлорит, альбит	
Интенсивно измененные пропилиты	Эпидот, кварц, хлорит, карбонат, плагноклаз	Десятки и сотни метров
Внутренние зоны		
Эпидотовая	Кварц, эпидот, хлорит, пирит, халькопирит	Первые метры
Хлоритовая	Кварц, хлорит, пирит, халькопирит, галенит	

Участок Тегермень находится на северном склоне хр. Кетмень, в 2 км юго-восточнее от пос. Ават. Участок сложен кислыми и умеренно-кислыми вулканитами и эффузивно-осадочными образованиями среднего — верхнего карбона, прорванными неким фельзит-порфиров. Дизъюнктивные нарушения представлены субмеридиональной (северо-восточной) и широтной системами. Вдоль последних развита медно-свинцовая минерализация. Оруденение приурочено к пропили-

там, которые состоят из кварца, хлорита, эпидота, карбоната, альбита и пирита. Слабо пропилитизированные туфогравелиты слагают внешнюю зону. Далее идут интенсивно пропилитизированные породы, кварц-хлорито-эпидотовые породы, кварц-хлоритовые породы с кварцевыми прожилками и вкрапленностью сульфидов. Осветленные до белых кварцево-серицитовые породы, которые относятся ко вторичным кварцитам, отделены от пропилитовых зон задержанным участком. Оруденение во вторичных кварцитах отсутствует.

Участок Восточный Шункур находится в 2,5 км восток-северо-восточнее пос. Шункур. Здесь развиты андезитовые, трахиандезитовые и андезито-базальтовые порфиры нижней перми с единичными прослоями песчаников. Вдоль зон дробления вмещающие породы превращены в пропилиты, состоящие из кварца, адуляра, хлорита, серицита, кальцита, пирита. Заметна горизонтальная зональность от центра к периферии: кварцевая жила — кварц-адулярная зона — кварц-хлоритовая зона — кварц-хлорит-серицитовая зона — пропилитизированные породы — слабоизмененные андезитовые, андезито-базальтовые порфиры и песчаники.

Таблица 3

Минеральные ассоциации пропилитовых зон

Зоны	Минеральные ассоциации
Внешние	
Слабоизмененные андезитовые и андезито-базальтовые порфиры и песчаники	Плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, кварц, адуляр, хлорит, серицит, кальцит
Пропилитизированные породы	Реликты плагиоклаза и пироксена, кварц, адуляр, хлорит, серицит, кальцит, иногда эпидот
Кварц-хлорит-серицитовая	Реликты плагиоклаза, кварц, адуляр, хлорит, серицит, пирит
Внутренние	
Кварц-хлоритовая	Кварц, адуляр, хлорит, пирит, часто лейкоксен
Кварц-адулярная	Кварц, адуляр, пирит, галенит, сфалерит
Кварцевая	Кварц, пирит, галенит, сфалерит

Участок Кызылташ находится в 3 км северо-северо-восточнее пос. Большой Кетмень. Здесь среди вулканитов верхней перми установлены реликты вулканического аппарата, жерло которого выполнено гранит-порфирами и своеобразными жерловыми брекчиями. В плане жерло имеет эллипсовидную форму ($80 \times 150 \text{ м}^2$), удлинено в субмеридиональном направлении. По данным бурения и магниторазведки, размеры тела $140\text{—}160 \times 350 \text{ м}^2$. На поверхности гранит-порфиры и брекчии слабо гидротермально изменены и содержат рассеянную полиметаллическую минерализацию. С глубиной интенсивность изменений пород, слагающих жерло, увеличивается. В распределении гидротермально-измененных пород четко заметна горизонтальная зональность при слабо выраженной вертикальной.

Из приведенного фактического материала следует:

1. Пропилитизации подвергались вулканиты поверхностных эффузивно-пирокластических, субвулканических, дайковых и жерловых фаций верхнего палеозоя. Изменения развивались главным образом по средним и основным породам, реже — по вулканогенным песчаникам, алевролитам, туффитам, еще реже — по эффузивно-субвулканическим образованиям кислого, щелочного и умеренно-кислого состава.

Зональность и минеральные ассоциации пропилитов участка Кызылташ

Зоны	Минеральные ассоциации	Мощность
Внешние		
Пропилитизированные породы	Кварц, кальцит, серицит, адуляр, альбит, плагиоклаз, калишпат	Десятки метров
Сильно пропилитизированные породы	Кварц, кальцит, серицит, адуляр, альбит, иногда каолинит	Первые метры
Внутренние		
Кварцево-кальцито-адуляр-серицитовая	Кварц, кальцит, адуляр, серицит, каолинит, пирит, сфалерит	5—20 м
Кварцево-кальцитовая	Кварц, кальцит, адуляр, пирит, сфалерит, галенит	1—6 м
Кварцево-кальцитовая	Кварц, кальцит, пирит, галенит, сфалерит, реже халькопирит	0,2—0,5 м

2. Пропилиты, как и другие околорудные метасоматиты (вторичные кварциты, аргиллиты и т. д.), формируются в результате гидротермальных процессов приповерхностной послевулканической деятельности. Растворы имели хлоридно-щелочной состав и содержали большое количество углекислоты.

3. В зависимости от глубины формирования выделяются среднетемпературные хлорито-эпидотовые и низкотемпературные кальцит-адуляровые пропилиты. Первые возникли в гипабиссальных условиях и имеют минеральный парагенезис — кварц, серицит, хлорит, эпидот, калишпат, пирит, часто кальцит и гематит. Вторые образовались в субвулканических условиях и состоят из кварца, кальцита, адуляра, серицита, альбита (хлорита), пирита.

4. Как средне-, так и низкотемпературные пропилиты образуют зональные метасоматические тела; зональность зависит от структур, размеров и формы подводящих растворов трещин; наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность.

5. Пропилиты каждого типа в зависимости от состава гидротермальных растворов и частично от особенностей вмещающих пород образуют несколько видов метасоматических колонок. Так, среднетемпературные пропилиты в нашем районе характеризуются сасыкбулакским, тегерменским и уенкебулакским строением метасоматической колонки с тождественным минеральным парагенезисом. Низкотемпературные пропилиты имеют по строению два типа метасоматических колонок (кызылташской, шункурской) с единым для них минеральным парагенезисом.

6. В каждой метасоматической колонке выделяются внутренние и внешние зоны. Во внутренних зонах наиболее интенсивно измененные породы превращены в метасоматиты с новыми минеральными парагенезисами. Зоны интенсивного изменения образуют узкие, часто локальные полосы вокруг рудных тел (жил). Внешние зоны изменены слабее. В них обычно сохранились структуры исходных пород и реликты первичных минералов. Развиты они значительно шире, иногда захватывают обширные районы распространения вулканического комплекса, с которым генетически связаны гидротермальные растворы.

7. По данным геохимического опробования, слабоизмененные породы несут эндогенные ореолы рассеяния элементов-индикаторов зо-

лото-полиметаллического оруденения. Эти относительно слабоизмененные породы, отвечающие внешним зонам пропилитовой колонки, могут служить прямым поисковым признаком на свинец, цинк, медь, низкотемпературные проявления золота и серебра.

8. Пропилиты контролируются линейными зонами разломов или системами мелких различно ориентированных и кольцевых трещин, связанных с центральными подводящими каналами. Поэтому морфология пропилитовых зон довольно разнообразна. В первом случае формируются линейно-вытянутые зоны, во втором — изометричные пропилитовые тела.

9. Рудная пропилитовая формация возникла в два близких по времени этапа: гидротермально-метасоматический и гидротермально-пржилковый. В первый этап вдоль подводящих растворы трещин образовались метасоматиты пропилитовой колонки. Близу главных трещин возникли внутренние зоны, далее к периферии — пропилитизированные породы внешних зон. В этот этап рудные минералы, кроме пирита, иногда гематита, почти не отлагались. Во второй этап по тем же подновленным системам трещин поднимались растворы с полезными компонентами. Трещины в брекчированных пропилитах, преимущественно во внутренних зонах, выполнялись кварцем, часто с золотом и сульфидами свинца, цинка, серебра, меди и комплексом второстепенных минералов пропилитовой формации (хлорит, кальцит, эпидот, адуляр, серицит, пирит).

Пространственное размещение руд и пропилитов доказывает их тесную связь особенно с внутренними фациями. Значительно меньшая перспективность для обнаружения металлических (не считая алюминия) полезных ископаемых во вторичных кварцитах. Такое отношение к рудным жилам этих формаций особенно наглядно проявлено на участках совместного нахождения вторичных кварцитов, пропилитов и оруденения. Наиболее убедительной иллюстрацией служат золоторудное месторождение Архарлы и золото-полиметаллические рудопоявления Западное Малайсары, Тегермень, Чинбулак. Во всех случаях рудные тела отчетливо локализованы среди пропилитов, а во вторичных кварцитах отмечены лишь геохимические аномалии. Тем не менее пространственная и почти всегда тесная генетическая связь обеих метасоматических формаций не позволяет окончательно вычеркнуть вторичные кварциты из числа поисковых критериев на обнаружение скрытого оруденения. На месторождении Архарлы крутопадающие тела монокварцитов, локализованные в верхней алуитовой части вертикальной колонки вторичных кварцитов, не обнаруживают признаков оруденения. Ниже в монокварцитах, залегающих среди пород серицитовой фации, содержание золота настолько повышено, что они были объектом разведки (золото здесь связано не с монокварцитами, а с пронизывающими их жилками жильного кварца). В пропилитовой зоне монокварциты уступают место мощным кварцевым прожилковым зонам, составляющим основную ценность месторождения. Монокварциты Кызылчекинской группы массивов, выходя за пределы последних, контролируются теми же разрывными нарушениями, что кварцево-баритовые и кварцево-флюоритовые жилы, минерализованные золотом и полиметаллами.

По-видимому, крутопадающие тела монокварцитов в массивах вторичных кварцитов и пропилитов фиксируют зоны наиболее интенсивной циркуляции, контролировавшие формирование внутренних фаций этих формаций, тесную связь которых с оруденением можно считать доказанной. В связи с этим интересно подбурить на разной глубине зоны монокварцитов на месторождении Архарлы.

К. А. АЗБЕЛЬ, Л. В. МЯГКОВА, Н. А. ШАЙКИН

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ ЮЖНОЙ ДЖУНГАРИИ

(на примере группы массивов Ащибастау в горах Катутау)

Массивы вторичных кварцитов Ащибастау — типичные представители вторичнокварцитовой формации, весьма широко развитой в позднегерцинских палеовулканических структурах Южной Джунгарии. Геологическая позиция Ащибастауского поля метасоматитов определяется: 1) приуроченностью к юго-восточному крылу Катутауской брахисинклинальной складки, оборванному альпийским разломом северо-восточного простирания; 2) господствующим развитием стратифицированных вулканитов жалгызгашского комплекса низов верхней перми; 3) наличием большого количества разновозрастных различного состава интрузивных тел; 4) широко проявленной разрывной тектоникой (рис. 1).

Наиболее древние породы, развитые в Ащибастауском поле, представлены покровами миндалекаменных андезитов-базальтовых порфиров и пластами вулканомиктовых песчаников и гравелитов бескайнарского комплекса верхней части нижней перми. Они сохранились на юго-востоке в виде небольшого ($0,5 \text{ км}^2$) останца вмещающих пород в кровле граносиенит-порфировой интрузии. Видимая мощность их разреза не превышает 250 м; они падают на северо-запад под углом 40° .

Исключительно широко развиты стратифицированные образования жалгызгашского комплекса — покровы игнимбритов, туфолов, горизонты туфов кислого состава и туфопесчаников, смятые в многочисленные брахискладки с углами падения на крыльях $5-15^\circ$. К жалгызгашскому вулканогенному комплексу нами отнесена интрузия граносиенит-порфиров, вытянутая вдоль юго-восточного фаса гор Катутау почти на 10 км; ее восточная часть сброшена в Илийскую впадину по альпийскому разлому. На западе она местами прорывает туфы и игнимбриты жалгызгашской свиты, а сама, в свою очередь, прорвана жельдыкоринскими субвулканическими порфиритами. Кроме граносиенит-порфирового субвулканического тела выделяется экструзия игнимбритов, вытянутая в меридиональном направлении почти на 1 км при средней ширине 100 м и фиксирующая одну из подводящих трещин, поставивших материал для жалгызгашских извержений.

Жельдыкоринский комплекс конца поздней перми сложен лишь субвулканическими порфиритами. Их многочисленные небольшие тела, прорывающие жалгызгашские вулканиты, по-видимому, пред-

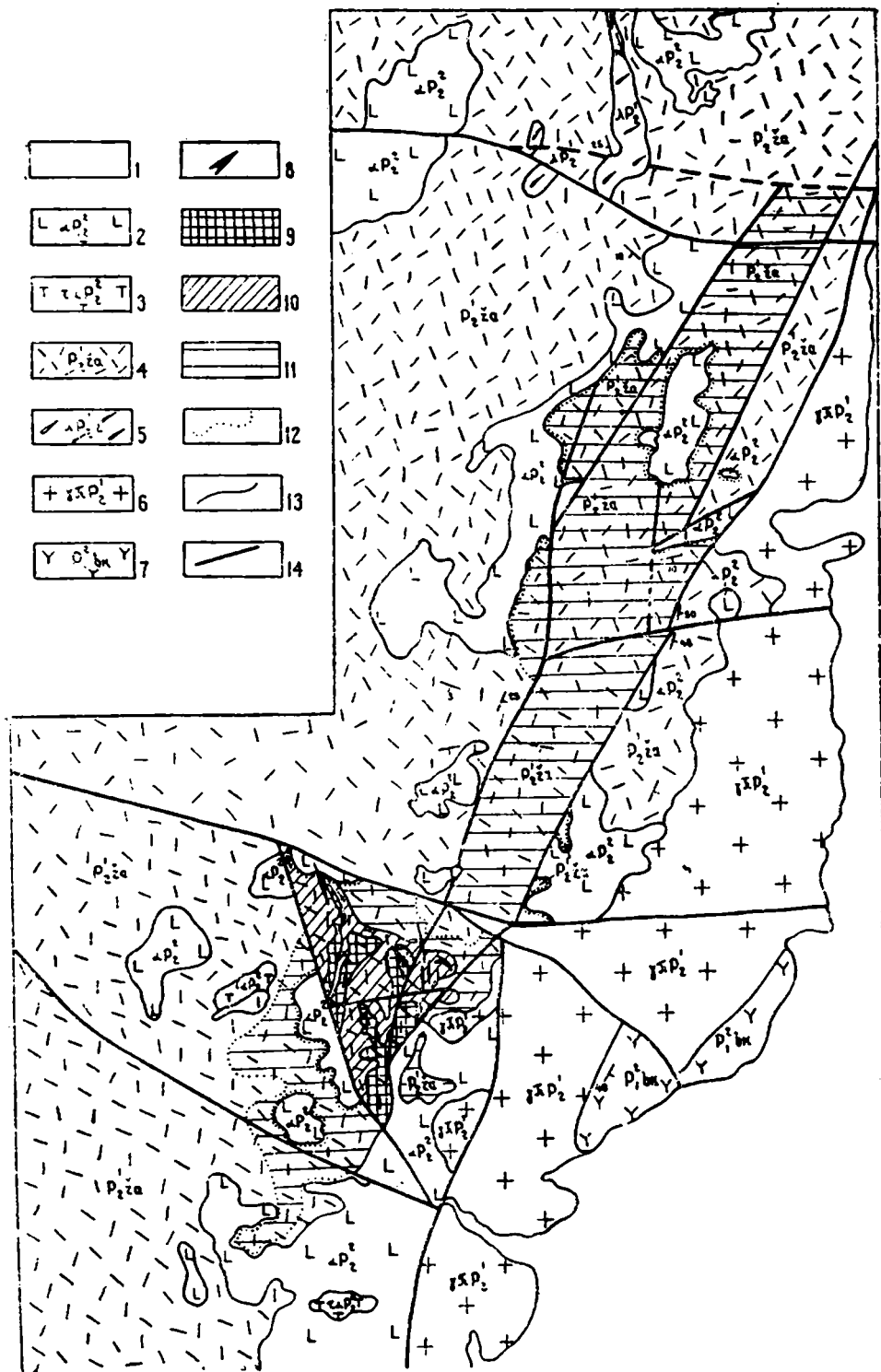


Рис. 1. Геологическая схема района массивов вторичных кварцитов Ачибастау. 1—7 — породы, не подвергшиеся метасоматозу: 1 — рыхлые четвертичные отложения, 2—3 — субвулканические андезитовые и андезито-базальтовые (2), трахиандезитовые (3) порфирыты жельдыкоринского комплекса, 4—5 — наземные (4) экструзивные (5) кислые вулканыты жалгызгаашского комплекса, 6 — жалгызгаашские граносиенит-порфиры, 7 — лавы и туфы среднего состава бескайнарского комплекса; 8—11 — минеральные фации вторичных кварцитов: 8 — монокварцевая, 9 — алуни-то-вая, 10 — каолини-то-вая, 11 — серицитовая; 12 — внешний контур массивов вторичных кварцитов; 13 — границы между фациями; 14 — разрывные нарушения.

ставляют разрозненные выходы единого крупного субвулканического тела, лишь частично вскрытого эрозией. Это тело сложено трахиандезитовыми, андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами. Две последние разности связаны постепенными переходами, тогда как трахиандезитовые порфириты, встречающиеся гораздо реже, обычно прорываются андезито-базальтовыми порфиритами.

Вторичные кварциты Ащибастауского поля локализованы в грабенообразной вулканотектонической структуре, вытянутой в северо-восточном направлении на 7 км. Ограничивающие ее сбросы местами имеют в плане вид ломаной линии, что частично объясняется обилием поперечных субширотных и северо-западных разрывных нарушений, нередко подновленных в альпийскую эпоху. Вторичные кварциты слагают два крупных массива (не считая мелких изолированных участков площадью в десятки и сотни квадратных метров) — Ащибастау I на юге и Ащибастау II на севере.

Массив Ащибастау I занимает площадь 1,5 км² и имеет сложные очертания. Вторичные кварциты образовались исключительно за счет вулканитов жалгызагашской свиты — игнимбритов, туфов кислого состава и туфопесчаников. Пласты исходных пород падают на юго-восток, углы падения в связи с обилием разрывов резко колеблются от 15 до 90° (рис. 2). В наиболее глубоких эрозионных врезках

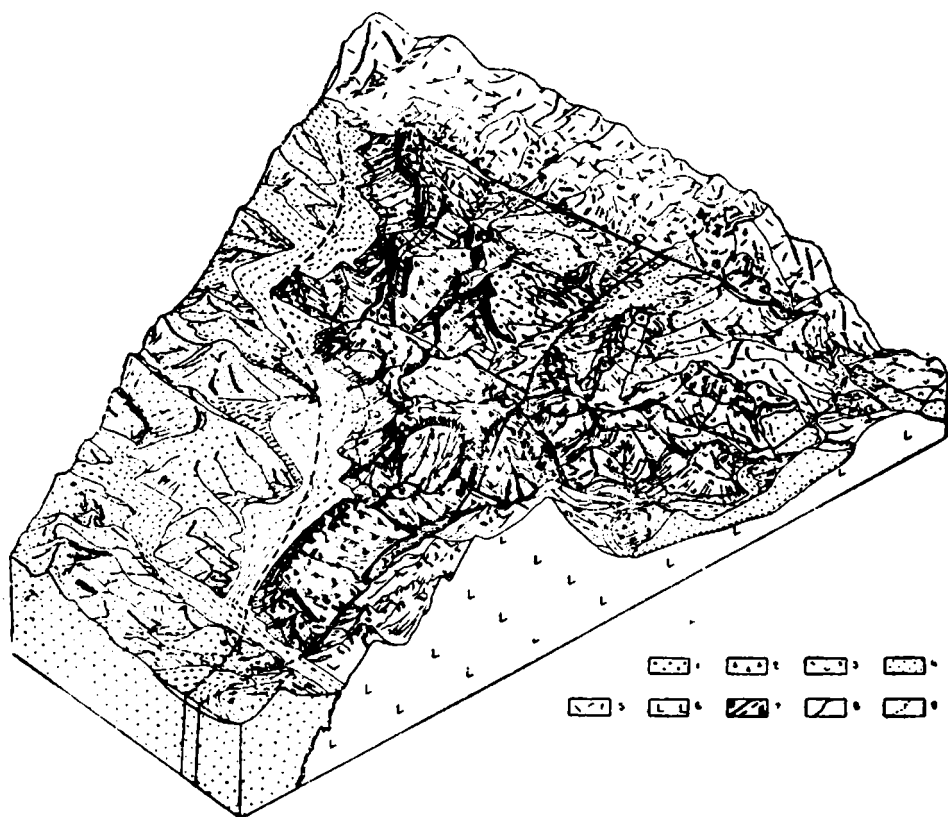


Рис. 2. Блок-диаграмма массива вторичных кварцитов Ащибастау I. 1—4 — минеральные фации вторичных кварцитов: 1 — монокварцевая, 2 — алунитовая, 3 — каолинитовая, 4 — серицитовая; 5—6 — породы, не подвергшиеся метасоматозу: 5 — наземные вулканиты кислого состава, 6 — субвулканические порфириты; 7 — разрывные нарушения: а — прослеженные, б — предполагаемые; 8 — границы между фациями; 9 — внешний контур вторичных кварцитов.

обнажаются субвулканические порфиры. Местами, непосредственно в контакте с ними, жалгызгашские вулканы пропилитизированы. Наибольшая мощность вторичных кварцитов, сохранившихся в кровле порфирового субвулкана, не превышает 100—120 м.

На Ащибастау I выделены почти все (кроме пироксилитовой) минеральные фации, характерные для вторичных кварцитов Южной Джунгарии, — монокварцевая, алунитовая, каолинитовая, серицитовая. Но полифациальное строение наблюдается лишь у части массива, заключенной между разломами и имеющей в плане форму прямоугольного треугольника. Остальная же часть массива, как и расположенный к северу массив Ащибастау II, сложена лишь серицитовыми породами, постепенно переходящими в неизменные кислые вулканы либо в пропилитизированные субвулканические порфиры.

Монокварциты слагают три крупных тела. Одно из них имеет пластообразную форму и контролируется залеганием исходных пород, два других образуют крутопадающие залежи, вытянутые на 100 м в меридиональном направлении при мощности 20—30 м. Кроме того, нередко встречаются небольшие зоны прожилков кварца, пронизывающих другие минеральные разности кварцитов. Исходные породы для монокварцитов обычно не устанавливаются.

Монокварциты обладают микрогранобластовой структурой иногда со следами реликтовой обломочной. Они состоят почти нацело из микрозернистого кварца и содержат включения эпидота, лейкоксена и гематита. Встречаются единичные зерна андалузита. Когда в монокварцитах видна реликтовая обломочная структура, обломки выделяются благодаря замещению более крупнозернистым агрегатом. Содержание кварца в монокварцитах обычно не ниже 85—90%, размеры зерен не превышают 0,3 мм.

Алунитовая фация является одной из ведущих на Ащибастау I. Ею сложены пластообразные тела, которые иногда залегают почти горизонтально, хотя исходные для их образования слоистые туфы и туфогенные песчаники в зоне разрывных нарушений падают вертикально (на юге массива). В северной части алунитовые вторичные кварциты избирательно приурочены к некоторым пластам туфов и игнимбритов и довольно строго следуют их залеганию. Отдельные алунитовые тела разделены каолинитовыми вторичными кварцитами. Алунитовые кварциты имеют светлую с сиреневым оттенком окраску и наибольшую (после монокварцитов) крепость. Они образовались за счет туфов кислого состава, туфопесчаников и туфолов дацитового состава и зачастую обнаруживают реликтовую кластическую или порфиробластическую структуру, обычно неотчетливую. Обломки, входящие в состав этих пород, имеют слабо сглаженные, чаще угловатые очертания; размеры их 0,09—2 мм. Фенокристаллы или их обломки обычно полностью переработаны, неизменным сохраняется лишь кварц. Кварц и алунит, развившиеся на месте фенокристов, образуют типичные агрегатные псевдоморфозы замещения с микролепидогранобластовыми структурами; гораздо реже обломки замещены только кварцем. Основная масса состоит из кварца и редких чешуек алунита. Иногда в алунитовых вторичных кварцитах признаки первоначальной структуры и текстуры совершенно утрачены. В этом случае они состоят из микролепидогранобластового агрегата близких к изометричным зерен кварца и вытянутых чешуек алунита, часто образующих неправильные скопления. Размеры чешуек алунита колеблются от 0,02 — до 0,2 мм, зерен кварца — от 0,015 до

0,15 мм. Содержание алунита изменяется от 15 до 40% (чаще составляет 25—35%). Из других минералов, характерных для вторичных кварцитов, отмечены серицит (до 5%), диаспор, каолинит, пирит, гематит. Из реликтовых минералов обычно присутствует циркон. Характерным гипергенным минералом является ярозит.

Каолининовые вторичные кварциты представляют собой светло-желтые, обычно легко разрушающиеся породы. Они подстилают (за исключением северной части массива) алунитовые разности, а в плане окаймляют выходы. Распространены они так же широко, как и алунитовые.

Каолининовые вторичные кварциты обладают обычно реликтовой порфировой, кластопорфировой или кластической структурой. Очертания обломков слабо сглаженные или угловатые. На общем фоне породы отчетливо выделяются слабо затронутые изменениями реликты фенокристаллов и обломки кварца. Фенокристаллы или обломки плагиоклаза замещены тонкочешуйчатым каолинитом и микрозернистым кварцем с примесью незначительного количества чешуек серицита; биотит и пироксен частично опацифицированы и также замещены вторичным кварцем. Вулканическое стекло обломков обычно слабо раскристаллизовано и заполнено тонкодисперсным рудным. Большинство обломков настолько переработано, что их первоначальный состав неопределим. Нередко они сливаются с цементом, образуя единый агрегат, состоящий из кварца, каолинита, иногда с примесью тонких чешуек серицита и алунита. Размеры зерен кварца 0,015—0,08 мм, таблечек и чешуек каолинита 0,03—0,08 мм.

Каолинит в этой фации составляет 10—40%. Почти всегда присутствуют алунит и серицит (5—12%). Повсеместно отмечены гематит или пирит (не более 5—7%). Супергенные минералы — гипс и ярозит. Наряду с кварцем есть реликты циркона.

Серицитовые кварциты — наиболее распространенная фация. Визуально они почти не отличимы от каолининовых пород. Их выходы тяготеют к окраинам массива и образуют переходную зону между пропицитизированными субвулканическими порфиритами и превращенными во вторичные кварциты жалгызгашскими вулканитами.

Серицитовые вторичные кварциты, развившиеся за счет туфов кислого состава, туфопесчаников и туфолав, обладают реликтовыми кластическими или кластопорфировыми структурами. Обломки обычно не окатаны, иногда сглажены. В этих кварцитах, как обычно, сохранились обломки и фенокристаллы кварца. Прочие минералы, по видимому плагиоклаз и биотит, замещены микрочешуйчатым серицитом либо микрозернистым кварцем, загрязненным пелитовым материалом и тонкодисперсным рудным. Биотит почти всегда опацифицирован. В обломках микролитовой лавы микролиты плагиоклаза замещены серицитом; вулканическое стекло превращено в тонкокристаллический серицито-магнетитовый агрегат. Связующая масса представляет либо микрозернистый кварцевый, либо микролепидогранобластовый серицит-кварцевый агрегат. Если связующая масса имеет реликтовую витрокластическую структуру, что наблюдается нередко, то хорошо заметные рогульки и серпики стекла замещены серицитом. Размеры чешуек серицита и зерен кварца 0,007—0,003 мм. Содержание серицита колеблется от 20 до 40%. Среди других минералов очень редко встречаются андалузит (единичные знаки), алунит (не более 2—3%), гематит и пирит (до 10%). Чаще присутствуют супергенные гипс и кальцит, ярозит. Реликтовый минерал — циркон.

Приведенные данные позволяют сделать вывод о зональном размещении минеральных фаций в Ащибастауском поле. Массив Ащи-

бастау I благодаря глубоким (до 100 м по вертикали) врезам является наиболее благоприятным для изучения вертикальной зональности. Разрез вторичных кварцитов здесь выглядит так (сверху вниз): 1) алунитовые кварциты — 20 м; 2) каолинитовые — 40—50 м; 3) серицитовые — 30—40 м. Ниже располагаются пропилиты. Секущие крутопадающие тела монокварцитов проходят через всю вертикальную колонку и частично проникают в пропилитовую зону. Вертикальная зональность усложнена в северной части массива, где вследствие избирательного метасоматоза неоднократно перемежаются алунитовые и каолинитовые разности.

Труднее изучать смену фаций на массиве Ащибастау I в плане. Это объясняется тем, что почти со всех сторон кварциты ограничены более молодыми (или омоложенными), чем они сами, разломами. Тем не менее в общих чертах горизонтальная зональность отвечает вертикальной. Внутренней фацией являются монокварциты, сменяющиеся к периферии алунитовыми, каолинитовыми и серицитовыми разностями. Серицитовые кварциты постепенно переходят в неизменные породы кислого состава либо довольно резко — в пропилитизированные субвулканические порфириты.

О миграции различных компонентов в процессе вторичнокварцитового метасоматоза можно судить по приводимым диаграммам «привнос — вынос». Одна из них (рис. 3, табл. 1) иллюстрирует процесс образования вторичных кварцитов массива Ащибастау I за счет кислых игнимбритов. Из диаграммы видно, что при образовании центральной монокварцитовой зоны происходили вынос натрия, калия, алюминия, магния, кальция и обогащение кремнеземом, титаном и серой. Возникновение зоны алунитовых вторичных кварцитов связано с интенсивным привносом серы, частичным увеличением содержания алюминия и железа и почти полным выносом кальция, магния и частично щелочных металлов. Кремнезема в алунитовых вторичных кварцитах меньше, чем в исходных породах. Образование каолинитовых вторичных кварцитов сопровождалось интенсивным привносом серы; породы обогащались глиноземом; остальные петрогенные элементы выносились частично или полностью.

Серицитовые вторичные кварциты возникали при значительном выносе щелочей, кальция, магния, частично кремнезема. Как и в другие зоны, интенсивно привносилась сера. Содержания титана и алюминия оставались такими же, что и в исходных породах.

Вторая диаграмма (рис. 4, табл. 2) характеризует химизм превращения туфопесчаников массива Ащибастау I при образовании вторичных кварцитов. Монокварциты образовались при интенсивном привносе серы, обогащении кремнеземом и титаном и почти полном выносе остальных петрогенных элементов. Для образования зоны алунитовых вторичных кварцитов был необходим значительный вынос щелочных металлов, железа, кальция, магния, интенсивный привнос серы; содержание кремнезема и алюминия почти не изменялось. В зоне каолинитовых вторичных кварцитов увеличилось содержание серы, калия и кремнезема, количество алюминия почти не изменилось по сравнению с исходными породами, а остальные петрогенные элементы сильно выносились. При образовании серицитовых вторичных кварцитов происходил незначительный привнос кремния, алюминия и титана, полный или частичный вынос остальных петрогенных элементов. Как и в других случаях, шел значительный привнос серы.

Анализ геологических процессов позволил восстановить в общих чертах историю формирования вторичных кварцитов Ащибас-

тау. Жалгызгагашский вулканизм проявился преимущественно в эксплозиях пирокластических потоков и завершился внедрением граносниенит-порфировой интрузии. Последняя, по-видимому, использовала для проникновения зону северо-восточного простирания, контролировавшую все предыдущие извержения эксплозивного материала. Вслед за этим начались проявления андезитового жельдыкоринского вулканизма, сопровождавшегося формированием стратовулканов. В поле Ащибастау стратифицированные вулканы жельдыкоринской свиты не сохранились. Здесь частично вскрыто субвулканическое порфировое тело, площадь которого, скорее всего, превышала поле

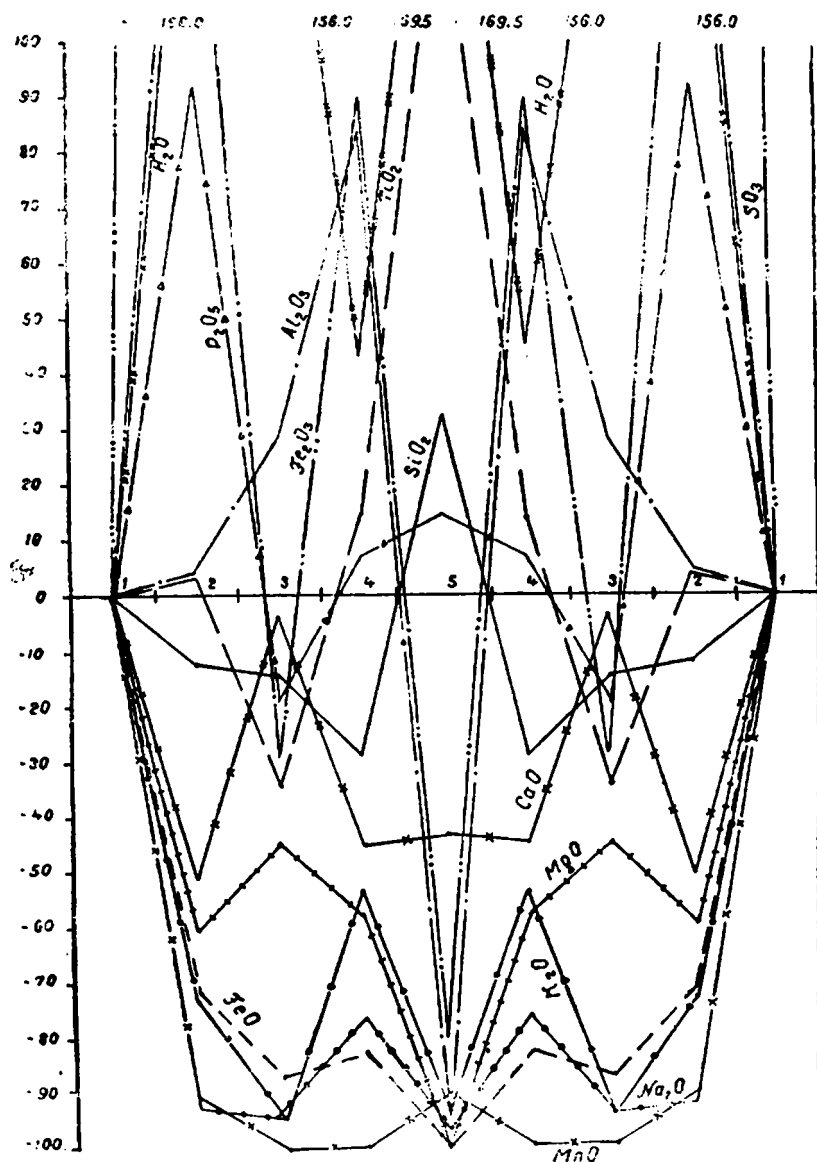


Рис. 3. Диаграмма «привнос — вынос» при образовании вторичных кварцитов по игнимбритам липарито-дацитового состава. 1 — неизменные игнимбриты; 2—5 — минеральные фации вторичных кварцитов: 2 — серицитовая, 3 — каолинитовая, 4 — алунитовая, 5 — монокварцевая.

Изменение состава туфопесчаников при образовании вторичных кварцитов

Таблица 2

[illegible]

развития метасоматитов. Это тело, видимо, заняло периферическую камеру под стратовулканом. Со становлением этого субвулкана мы и связываем газо- и гидротермальную деятельность, образовавшую вторичные кварциты. Ащибастауская вулcano-тектоническая грабенообразная структура из-за весьма интенсивного проявления разрывной тектоники (от сравнительно крупных сбросов до густой сети мелких трещин) оказалась наиболее благоприятной для активной циркуляции растворов и проникновения атмосферного кислорода, способствовавшего кислотному выщелачиванию.

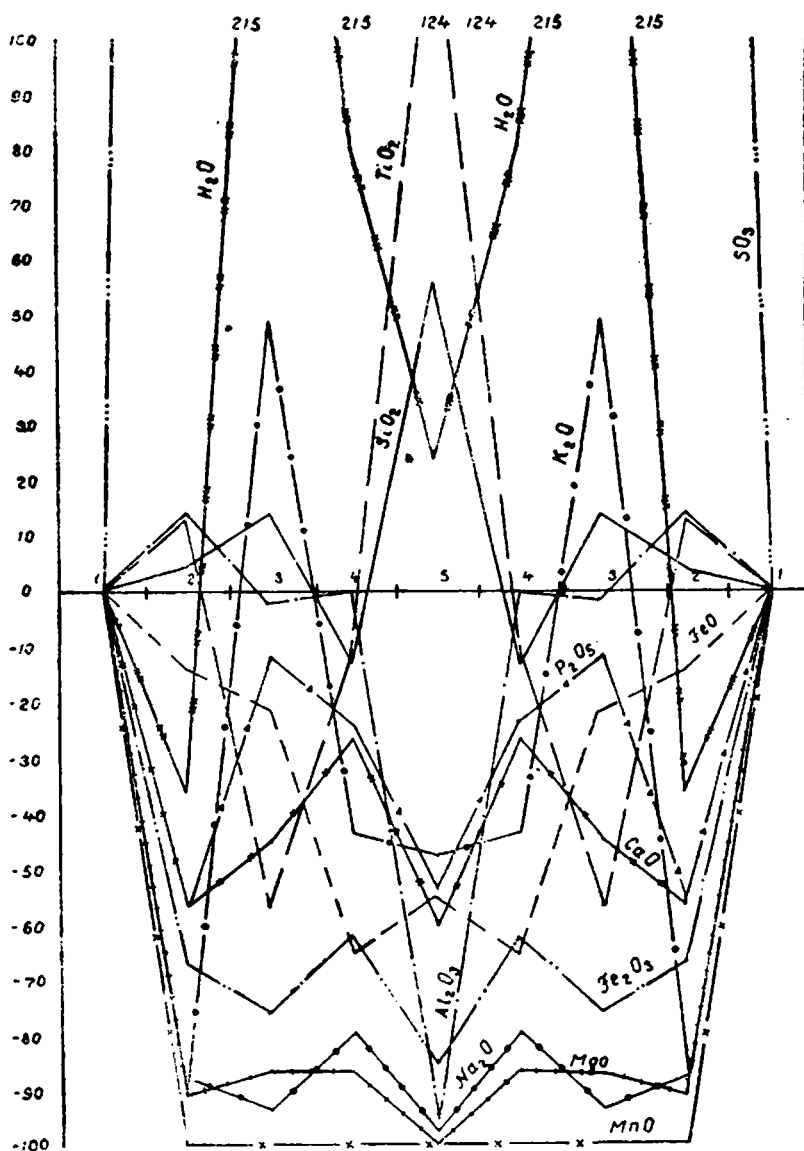


Рис. 4. Диаграмма «привнос — вынос» при образовании вторичных кварцитов по туфопесчаникам. 1 — неизменные туфопесчанники; 2—5 — минеральные фации вторичных кварцитов: 2 — серицитовая, 3 — каолинитовая, 4 — алунитовая, 5 — монокварцевая.

Граница между вторичнокварцитовой и пропилитовой зонами в целом совпадает с кровлей порфиритового субвулкана, и пропилиты развились за счет субвулканических порфиритов. Совпадение границ можно объяснить тем, что во время гидротермальной деятельности субвулканические порфириты еще неполностью затвердели и являлись неблагоприятной средой для формирования трещинных зон. Возможно также, что многократные инъекции андезитовой магмы из глубины периферического очага в кровлю субвулкана прорывали породы, уже превращенные во вторичные кварциты. Изучение вертикальной зональности и особенно размещения алунитовых разностей позволяет утверждать, что в зоне сернокислотного выщелачивания на различных уровнях по вертикали создавались подзоны, отличавшиеся физико-химическими условиями. В каждой из них в конечном итоге сформировались соответствующие минеральные фации вторичных кварцитов. Известные отклонения и усложнения принципиальной схемы вызывались избирательным метасоматозом, блоковыми перемещениями, изменением физико-химических условий и другими причинами.

Алунитовые вторичные кварциты массива Ащибастау I в связи с высоким содержанием алунита могут рассматриваться как промышленно ценное сырье, заслуживающее дальнейшего изучения.

М. Б. МЫЧНИК

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

В вулканитах верхней перми Северо-Восточного Прибалхашья, наблюдаемых в юго-восточной части Баканасского синклинория (Алакольский синклинорий) на площади в междуречье Аягуз — Ай, развиты характерные процессы гидротермального метаморфизма. Широко распространенные континентальные верхнепермские образования представлены главным образом базальтовыми, трахибазальтовыми, в меньшей степени трахиандезитовыми порфиритами, туфами и лавами трахилипаритовых порфиров, содержащими невыдержанные горизонты и пачки конгломератов, песчаников, алевролитов, туффитов. Они слагают (снизу вверх) кармысскую (песчаники, алевролиты, туффиты, туфы трахилипаритовых порфиров), кенжебайскую (базальтовые, трахибазальтовые, трахиандезитовые порфириты, брекчиевые лавы того же состава, горизонты туфов и лав трахилипаритовых порфиров, конгломератов, песчаников) и коктобинскую (базальтовые порфириты, песчаники, конгломераты) свиты. В породах кармысской и кенжебайской свит установлена верхнепермская флора. В коктобинской свите органические остатки не встречены. Возможно, верхи ее относятся уже к нижнему триасу.

Кенжебайская свита, разделенная на три подсвиты, совместно с коктобинской образуют единую трахилипарит-базальтовую формацию большой мощности (2000—2400 м), с угловым несогласием залегающую на кармысской свите, которая совместно с кызылкинской свитой нижней перми составляет трахилипаритовую формацию. В строении трахилипарит-базальтовой формации, помимо стратифицированных образований, участвует большое количество субвулканических малых интрузий, даек, силлов, некков основного, в меньшей степени среднего и кислого составов. Как покровы, так и субвулканические образования характеризуются повышенной щелочностью.

Породы кенжебайской и коктобинской свит смяты в систему пологих брахискладок с углами падения крыльев преимущественно 10—20°, разбитых разрывными нарушениями на большое количество мелких и крупных тектонических блоков.

Гидротермальные процессы связаны с вулканической деятельностью и развиты обычно локально. Они обусловили метасоматоз и минералообразование в различных породах верхней перми, в первую очередь в широко распространенных здесь базальтоидах. Процессы разной интенсивности создавали новообразованные минералы как пу-

тем их метасоматического замещения, так и отложением из растворов в открытых трещинах, пустотах и порах. Изменения пород происходили в основном, по-видимому, под воздействием низкотемпературных гидротерм в приповерхностной зоне и выразились в цеолитизации и пренитизации, нередко совместно с карбонатизацией и хлоритизацией, а в единичных случаях — с эпидотизацией. Реже проявляется окварцевание, связанное с более высокотемпературными гидротермами и локализованное вблизи вулканических очагов. Отмечаются проявления щелочного метасоматоза, выраженного в калишпатизации и альбитизации. Наряду с гидротермальными процессами в изменениях пород, по-видимому, немалая роль принадлежит автометаморфизму (калишпатизированные базальтоиды).

Цеолитизация. Цеолитизированные породы встречаются довольно часто как в вулканогенных, так и в осадочных горизонтах по всему разрезу верхней перми. Чаще всего и наиболее интенсивно цеолитизация проявляется в брекчиевых лавах базальтовых порфиритов, туфах основного и кислого состава, туфопесчаниках, которые нередко превращены в нацело цеолитизированные породы. Реже и в меньшей степени цеолитизация проявляется в трещиноватых миндалекаменных базальтовых порфиритах и не характерна для массивных субвулканических базальтовых порфиритов и трахилипаритовых порфиров.

Цеолитизация пород происходила метасоматическим путем и в результате отложения цеолита в трещинах и пустотах. Метасоматические цеолиты замещают в эффузивах плагиоклазы, вкрапленников и основной массы, калиевый полевой шпат, стекло, иногда оливин. В брекчиевых лавах и туфах цеолиты, кроме того, замещают связующую массу. В туфопесчаниках цеолиты развиваются по обломкам и цементу. Совместно с цеолитами иногда развивался хлорит, значительно реже — пренит, в единичных случаях — кварц. Трещины и пустоты (миндалины, поры) в цеолитизированных породах обычно выполнены цеолитами, иногда совместно с пренитом и хлоритом.

Намечается приуроченность наиболее сильно цеолитизированных пород к зонам трещиноватости в местах резких изгибов складок. В частности, цеолитизация широко развита и интенсивно проявлена на участке сигмоидального изгиба складки (Айский изгиб), фиксируемого по правобережью р. Конкай и междуречью Конкай — Аkit.

Пренитизация отмечается лишь в базальтовых и трахибазальтовых миндалекаменных порфиритах и главным образом в брекчиевых лавах того же состава. Пренит самостоятельно или совместно с тем или иным количеством хлорита и кальцита, а в единичных случаях с цеолитами метасоматически замещает плагиоклазы и оливин вкрапленников и основной массы. Кроме того, он выполняет трещины и пустоты между обломками брекчиевых лав, миндалины, обычно ассоциируя в этих случаях с кальцитом, самородной медью, халькозином, изредка (в миндалинах) с цеолитами. Среди брекчиевых лав и раздробленных базальтовых порфиритов иногда встречаются гнезда размером до 30 см (иногда более) в поперечнике, состоящие из мелких обломков нацело пренитизированных базальтовых порфиритов, сцементированных пренитом и кальцитом, с неравномерной вкрапленностью самородной меди и халькозина.

Встречаются как слабо, так и интенсивно пренитизированные породы. Сильно пренитизированные породы чаще всего отмечаются в средней подсвите кенжебайской свиты. Для процессов цеолитизации и пренитизации благоприятны брекчиевые лавы базальтовых и трахибазальтовых порфиритов, но ни в одном случае не отмечено в сколько-нибудь существенном масштабе совмещения этих процессов на

одном и том же участке. Они всегда разобщены в пространстве. Намечается приуроченность цеолитизации к сравнительно мощным и выдержанным по простиранию горизонтам брекчиевых лав. Пренитизация тяготеет в основном к маломощным, быстро фациально замещающимся лавами горизонтам и линзам этих пород.

Судя по имеющимся данным, можно предположить, что пренитизация происходила позднее, чем цеолитизация. Пренитизация затрагивает как ранее неизменные породы, так и породы с признаками цеолитового и калиевого метасоматоза. В шлифах иногда отмечается, как жилки пренита пересекают цеолитизированные породы.

Структурный контроль процесса выразился в приуроченности пренитизированных пород к небольшим зонам трещиноватости, тяготеющим к изгибам складок. Пренитизированные породы шире всего развиты на участке изгиба складки на левобережье р. Тансык севернее сопки Байдалы (Байдалинский изгиб). Нередки они и в районе месторождения Ай (Айский изгиб), где в отличие от цеолитизированных пород, которые сосредоточены в юго-восточной части наблюдающейся здесь сигмоиды, пренитизированные породы отмечаются главным образом в ее северо-восточной части.

Калишпатизация отмечается в основных и средних эффузивах, субвулканических образованиях и кислых «вулканических брекчиях». В первом случае она имеет площадное развитие и интенсивность ее очень слабая. Переход от неизменных к измененным породам постепенный. Это свидетельствует скорее всего об автометасоматозе. Во втором случае она развита локально и интенсивно и, по-видимому, возникла под воздействием наложенного метасоматоза. Метасоматиты данного типа наблюдались на горе Уштобе, расположенной на левом берегу р. Ай. Здесь среди остатков вулканического аппарата находятся своеобразные «вулканические брекчии», слагающие тело полукольцевой формы длиной около 1 км и шириной от 5 до 50 км. Вторичный калиевый полевошпат здесь почти целиком замещает цемент «вулканических брекчий» и частично обломки породы.

Альбитизация развита локально и отмечена главным образом на правобережье р. Ай вдоль Айского и Караульского субмеридиональных поперечных разломов (по-видимому, сбросо-сдвигов), где приурочена к силлоподобным субвулканическим дайкам кварцсодержащих диоритовых и сиенито-диоритовых порфиров, обычно в той или иной степени трещиноватых, и к «вулканическим брекчиям» в небольших диатремах, залегающих среди базальтоидов. Степень альбитизации кварцсодержащих диоритовых и сиенито-диоритовых порфиров зависит от степени их трещиноватости. Наряду со слабоальбитизированными породами отмечаются породы сильно и нацело альбитизированные. С альбитом здесь, как правило, ассоциирует медная минерализация, представленная главным образом халькозином, причем, чем интенсивнее проявлена альбитизация, тем значительнее рудная минерализация. Наиболее интенсивно альбитизированные и оруденелые диоритовые порфиры встречаются на медном месторождении Ай, где они в рудном теле превращены в альбитовые породы.

В небольших диатремах, выполненных «вулканическими брекчиями», породы нередко частично или полностью альбитизированы. Альбит в этих породах замещает плагиоклаз вкрапленников и цемента и ассоциирует с новообразованиями серицита, кварца и пирита.

Окварцевание развито лишь по трахилипаритовым порфирам и вулканическим брекчиям того же состава, слагающим жерловины, некки, диатремы. Размер этих тел небольшой — от 20—30 до 0,8—

1 км² (гора Карааул на левом берегу р. Ай, кварцитовая сопка на правом берегу р. Тансык).

Вторичный кварц в окварцованных породах образует гнездообразные участки, выполняет трещинки. Интенсивное окварцевание сопровождается появлением каолинитовых, каолинито-алунитовых вторичных кварцитов и монокварцитов (гора Карааул и др.). Вторичные кварциты иногда содержат тонкую вкрапленность и небольшие прожилки пирита и флюорита (кварцитовая сопка на левом берегу р. Тансык).

Хлоритизация и карбонитизация отмечаются довольно часто, но обычно слабо проявлены. Они затрагивают все породы верхней перми в зонах трещиноватости и отмечаются совместно с цеолитизацией, пренитизацией, эпидотизацией и альбитизацией пород. Вторичные хлорит и карбонаты замещают плагиоклаз и цветные минералы вкрапленников и основной массы и выполняют трещинки в породе. Вдоль Карааульского разлома хлоритизация сопровождается халькозиновой минерализацией.

Результаты исследований свидетельствуют о широком и разнообразном проявлении гидротермального метаморфизма в верхнепермских образованиях рассматриваемого района. Гидротермальные процессы, по-видимому, были сопряжены с активным вулканизмом, проявившимся в это время. Наиболее широко распространены метасоматиты, связанные с низкотемпературными гидротермами и образовавшиеся в приповерхностной зоне, по-видимому, по периферии магматических очагов (цеолитизированные и пренитизированные породы). Вторичные кварциты являются образованиями более глубоких зон, сформировавшимися вблизи магматического очага. Установлено, что именно с гидротермально-измененными пренитизированными, альбитизированными и хлоритизированными породами связана известная медная минерализация.

А. А. АЛТЫНБАЕВ, А. Б. ДИАРОВ, Ж. Л. ДИАРОВА,
Р. КИМ, В. Ф. МИТРОФАНСКИЙ

О СТАДИЙНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ И ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ИТКУДУК

В 1964—1965 гг. на месторождении Иткудук в Северном Прибалхашье были изучены содержащие золото зоны окварцевания и сульфидизации в конгломерато-песчаниковых толщах силура, девона, нижнего карбона и нижней перми, приуроченные к зоне тектонического контакта с лиственитизированными гипербазитами Итмурундинского пояса. В результате анализа процессов минералообразования выделены пять стадий гидротермальной деятельности.

1. Ранняя стадия, отчетливо установленная в конгломератах архарлинской свиты верхнего карбона — нижней перми в северо-восточном окончании гряды Карьерной, выразилась в образовании метаморфогенного кварца. Опаловидный светло-серый безрудный кварц выполняет сближенные и пересекающиеся прожилки мощностью, обычно не превышающей 5 мм. Источником кремнезема в эту стадию служил исключительно материал вмещающих пород — конгломератов, насыщенных галькой яшм, кремнистых аргиллитов и т. п. Динамометаморфические процессы создали сеть трещин и способствовали переотложению кремнистого материала и перекристаллизации его в кварц.

2. Во вторую стадию минералообразования возникли прожилки карбонатно-полевошпатового состава. Полевой шпат представлен калишпатом, реже альбитом. Нередко прожилки зональные: калишпат сосредоточен в центральной зоне, кальцит пространственно тяготеет к зальбандам прожилков. При образовании прожилков происходило метасоматическое замещение туфогенно-осадочных пород микрогранобластовым агрегатом полевого шпата (главным образом калиевого) и кальцита.

3. Третья стадия была рудной. В это время образовались кварц, полевые шпаты, кальцит, серицит, сульфиды и золото. Сульфиды иногда окружены крустификационной оторочкой, состоящей из шестоватого кварца, серицита и кальцита. Рудные минералы образуют рассеянную вкрапленность и прожилки. Больше всего распространены бисульфиды железа, отчасти арсенопирит. В резко подчиненном количестве присутствуют сфалерит, галенит, блеклая руда, золото.

Пирит — самый распространенный рудный минерал. Его содержание колеблется от сотых долей до 12%, в среднем составляя 3—5%. Он образует ангедральные и эвгедральные зерна размером от долей до первых миллиметров. Чаще всего встречаются кристаллы разме-

ром 0,01—0,02 мм. Ангедральные зерна изометричные и бочковидные, реже сохраняют скелетные формы роста. Эвгедральные зерна кубические и пентагондодекаэдрические. По физическим свойствам (твердость, легкая затравливаемость азотной кислотой, магнитность) около 50% бисульфидов железа составляет мальниковит-пирит.

Результаты спектрального анализа мономинеральных проб с участков Карьерный (скв. 1) и Западный (скв. 3) месторождения Иткудук

Место взятия	Состав мономинеральных проб	Содержание пирита в керновой пробе, %	Содержание золота по данным пробирного анализа керновых проб, г/т	Содержание элементов		
				г/т	%	%
Скв. 1, интервал 57,3—61,3 м	Пирит с примесью (5%) арсенопирита и кварца	7	1,75	40	0,002	5,0
	Кварц с примесью пирита (10%)	—	1,75	10	—	0,3
Скв. 1, интервал 116—120 м	Пирит с примесью кварца (5%)	5	1,47	50	—	1,0
	Кварц	—	1,47	—	—	—
Скв. 3, интервал 16,0—17,8 м	Пирит с примесью кварца (5%)	7	4,5	200	0,002	0,02
	Кварц	—	4,5	—	—	—

Арсенопирит обычно образует оторочки из копьевидных кристаллов, приуроченных к зальбандам кварцевых прожилков. Размеры кристаллов арсенопирита — сотые и десятые доли, реже 1—2 мм. Их сечения ромбовидные, игольчатые и пластинчатые, часто встречаются двойниковые сростки. Изредка арсенопирит содержит включения сфалерита и кварца. Зерна арсенопирита зональные. В центральной части месторождения арсенопирит встречается почти повсеместно. Почти все пробы содержат мышьяк (до 0,5%). На флангах месторождения арсенопирит отсутствует.

Блеклая руда встречается в виде редких вкрапленников размером от 0,01 до 0,1 мм неправильной формы. Иногда она образует сростки с арсенопиритом, сфалеритом и халькопиритом. Сфалерит обнаруживается в виде редких самостоятельных выделений размером 0,01—0,1 мм и в виде мельчайших включений в пирите, блеклой руде, арсенопирите. В сфалерите содержится эмульсионная вкрапленность халькопирита. Халькопирит, как и сфалерит, встречается в ничтожном количестве, образуя мелкие ангедральные включения в пирите и эмульсионную вкрапленность в сфалерите. Изредка он присутствует в блеклой руде. Размеры включений халькопирита от 0,01 до 0,02 мм. Галенит отмечен в нескольких случаях в форме округлых включений в пирите размером до 0,01 мм.

Золото на месторождении встречается в двух разновидностях — сульфидной и свободной. Сульфидное золото образует единичные про-

волочкообразные, червеобразные, округлые и иногда угловатые включения в пирите, а в зоне окисления — в гетите и лепидокроките. Размеры знаков 0,003—0,015 мм в поперечнике и до 0,028 мм в длину. Некоторые золотины пространственно тяготеют к микроскопическим трещинам в пирите, другие находятся в его ненарушенных зернах. Анализы золотоносности пиритового концентрата и кварцевой фракции (см. табл.) показывают, что основная масса золота связана с пиритом; в кварце оно присутствует в меньшем количестве либо совсем не встречается. Свободное золото, присутствующее обычно в незначительных содержаниях, обнаружено в кварце из керна скважин. Форма золотинов обычно комковатая, размеры от 0,1 до 1,5 мм.

Рудные минералы образуют вкрапленную, гнездообразно-вкрапленную и прожилковато-вкрапленную текстуру. Взаимоотношения рудных минералов разнообразны. Выделяются зернистые и аллотриоморфнозернистые структуры. Ограниченно распространены структуры взаимных границ и периферических каемок, наблюдающиеся у пирита с арсенопиритом. Встречаются коррозионные структуры, образующиеся при разъедании пирита сфалеритом, галенитом, халькопиритом, и структура твердых растворов, представленная эмульсионной вкрапленностью халькопирита в сфалерите. Из структур замещения наблюдаются реликтовая, сетчатая, петельчатая — замещение в зоне окисления пирита лимонитом, гетитом и лепидокрокитом. Иногда отмечаются структуры дробления пирита и арсенопирита. Бисульфиды железа начали выделяться совместно с арсенопиритом и несколько раньше последнего, отлагаясь в течение всей стадии и завершая рудный процесс.

Золото, на наш взгляд, отлагалось не только во время кристаллизации бисульфидов железа, когда выделилась основная генерация золота, связанная с сульфидами. Появление свободного золота более поздней (макроскопической) генерации следует отнести к концу периода кристаллизации бисульфидов. Золото в этом случае пространственно тяготеет к трещинам, секущим как зерна бисульфидов, так и нерудные минералы описываемой стадии.

4. Четвертая стадия представлена безрудными прожилками кварца и кварцево-полевошпато-карбонатного агрегата. Для нее характерен барит. Прожилки пересекают сульфиды предшествующей стадии, причем обломки последних нередко смещены. Для некоторых прожилков характерно зональное строение. Зальбанды сложены микрогранобластовым агрегатом полевого шпата и кальцита. В осевой части прожилков развит зернистый кварц, часто имеющий грани роста. По-видимому, в ряде случаев кварц кристаллизовался при приоткрывании трещин после выделения полевых шпатов и карбоната.

5. Пятая стадия была заключительной. Усиливающаяся тектоническая деятельность образовала разломы, залеченные молочно-белым кварцем без рудной минерализации.

Гидротермальная деятельность, начиная со второй стадии минералообразования, связывается с верхнепалеозойскими гранитоидами. Это подтверждается, во-первых, распространением гипабиссальных интрузивных тел этого комплекса на площади месторождения, несущих золотую минерализацию. Во-вторых, в Сусызкаринском гранитном массиве, расположенном северо-восточнее месторождения и находящемся вместе с последним в одной тектоно-магматической (Итмурундинской) зоне, а также в других верхнепалеозойских гранитоидных массивах этой структуры имеются золотоносные жилы и зоны окварцевания.

ХРОМИТОНОСНЫЕ ПЕСЧАНИКИ КЕНДЫКТАССКИХ ГОР

Геохимической особенностью осадков ордовика Кендыктасских гор является наличие, по данным Б. А. Салина, повышенных концентраций хрома и никеля в отложениях щербактинской свиты верхнего аренига — лланвирна, которые широко распространены в юго-восточной части гор (Рукавишникова, Салин, 1965). Ореолы рассеяния хрома и никеля, выявленные среднемасштабной металлометрической съемкой, в основном пространственно совпадают с выходами щербактинской свиты.

Детальное изучение одной из групп ореолов рассеяния хрома, никеля и кобальта на южном склоне Курдайского перевала в междуречье Колгуты — Акшешек показало, что аномальные содержания этих металлов приурочены к трем субпараллельным узким полосам северо-западного направления, совпадающим с выходами сланцев и песчаников щербактинской свиты. Длина каждой полосы 2—4 км. Визуально породы в ореолах рассеяния почти не отличались от зеленоцветных сильно метаморфизованных образований, слагающих всю площадь; поэтому для расшифровки причины повышенных концентраций металлов в делювии были пройдены каналы. Спектральные анализы линейных и бороздовых проб в коренных породах повсеместно зафиксировали, так же как в элювии — делювии, хром и никель в количестве 0,05—0,15 %.

При петрографических исследованиях Л. Д. Попова породы определила как рассланцованные и метаморфизованные песчаники. Реликты обломков в них представлены полуокатанными зернами кварца размером в среднем 0,4—0,6 мм. В небольшом количестве (0,5 %) присутствуют мелкие зернышки хромшпинелидов размером до 0,15 мм, с которыми всегда ассоциируют серицит-хлоритовые агрегаты, возможно, образованные по серпентиниту. Цемент породы перекристаллизован в слюдисто-кварцевый микролепидогранобластовый агрегат. Вблизи зон гидротермальных изменений песчаники лимонитизированы, пиритизированы и пронизаны прожилками кварца и карбонатов. По данным минералогического анализа штучных проб, отобранных из канав, вскрывших ореолы рассеяния, песчаники содержат весовые количества хромшпинелидов (около 1 %).

Проведенные исследования позволили выделить в междуречье Колгуты — Акшешек горизонты своеобразных хромитоносных песчаников, прослеживаемые на несколько километров. Судя по ореолам,

два южных горизонта, изгибаясь, соединяются в один и, по-видимому, фиксируют замковую часть складки. Учитывая значительную протяженность ореолов рассеяния хрома и никеля, хромитоносные песчаники на отдельных участках, вероятно, можно отнести к маркирующим горизонтам.

В северной части района распространения ордовика в Кендыктасе породы сильно дислоцированы, претерпели интенсивный метаморфизм, не содержат фауны и поэтому до недавнего времени относились к допалеозою. Выделение горизонтов хромитоносных песчаников позволит более надежно проследить выходы ордовикских толщ и определять возраст пород, не содержащих органических остатков в отдельных тектонических блоках. Наряду с этим картирование горизонтов будет способствовать определению форм пликативных структур и амплитуд перемещений пород по дизъюнктивным нарушениям.

Выявление хромитоносных песчаников в отложениях верхнего аренига — лланвириа уточняет палеогеографические условия накопления осадков ордовика и свидетельствует о размыве массивов ультраосновных пород и сносе хромшпинелидов и, видимо, серпентинита в депрессии того времени. Поэтому обнаружение хромитоносных песчаников является дополнительным материалом для определения верхней возрастной границы интрузивов ультраосновных пород Чу-Балхашского пояса.

Ю. А. АЛЕХИН

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ДРЕВНИХ ТОЛЩ КИРГИЗСКОГО ХРЕБТА

Докембрийские образования, слагающие ядро Макбальского антиклинория в западной части Киргизского хребта, по схеме В. Г. Королева (1963) разделены на три серии, разграниченные крупными несогласиями. Киргизская серия состоит из макбальской, нельдинской, ачикташской и венчающей разрез каиндинской свит. Две нижние представлены кварцитами, мраморами, кальцифирами и гранато-слюдяными сланцами, иногда с дистеном и ставролитом. Верхние свиты сложены мраморами, двуслюдяными, хлорито-серицитовыми и кварцево-карбонатными сланцами. Общая мощность киргизской серии 7000 м. Вышележащая кенкольская серия состоит из курганташской и оввской свит, образованных карбонатными конгломератами, серицито-хлорито-кварцевыми сланцами, гравелитами, песчаниками и филлитами. Мощность этой серии 1500 м. Замыкающая разрез докембрия терскейская серия состоит из джелдысуйской свиты сланцев и кварцевых песчаников и терекской свиты, выраженной конгломератами, спилитами, туфами и яшмами. Разрез терскейской серии завершает учкашойская свита, представленная в основном карбонатными осадками. Общая мощность терскейской серии 1500—2000 м. Возраст киргизской серии условно нижнепротерозойский, кенкольской (по строматолитам) — среднерифейский, терскейской — верхнерифейский.

По данным автора, породы макбальской свиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Здесь встречены парагенезисы с дистеном и ставролитом. Нельдинская свита метаморфизована в условиях эпидот-амфиболитовой фации (альмандин, хлоритоид, тремолит, эпидот), каиндинская — в условиях биотит-хлоритовой, а кенкольская серия — в условиях серицит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Вышележащая терскейская серия практически не метаморфизована.

На северном склоне Макбальского антиклинория известно несколько месторождений неметаллических полезных ископаемых метаморфического генезиса — кварцитов, мелкочешуйчатой слюды, граната и проявления графита.

Месторождение кварцитов Макбаль расположено на северных склонах Киргизского хребта, в его приводораздельной части. Высотные отметки месторождения 2000—2800 м. С ближайшей железнодо-

рожной станцией Акыр-Тюбе оно связано грунтовой дорогой длиной 28 км. Месторождение представляет полосу выходов кварцитов макбальской свиты. Протяженность полосы около 1,2 км. Залегание кварцитов и переслаивающихся с ними пород моноклинальное, падение на север и северо-восток; углы падения 40—60°. На месторождении установлена следующая последовательность пород (снизу вверх):

1. Переслаивающиеся мраморы и слюдяные сланцы	200 м.
2. Четвертый продуктивный пласт кварцитов	32—85 м.
3. Переслаивающиеся мраморы, кварциты и сланцы	160 м.
4. Третий продуктивный пласт кварцитов	20—48 м.
5. Переслаивающиеся мраморы и кварциты	16 м.
6. Второй пласт кварцитов с мелкими прослоями доломитов и слюдяных сланцев	40—70 м.
7. Переслаивающиеся мраморы, кварциты, сланцы	10—47 м.
8. Первый пласт кварцитов	30—35 м.

По количеству примесей кварциты месторождения разделяются на мономинеральные с содержанием примесей до 5%, слабослюдяные, цоизито-мусковитовые и доломито-тремолитовые. Практический интерес представляют мономинеральные и слабослюдяные кварциты. Средний химический состав этих пород (%): SiO_2 —95; Al_2O_3 —1,30; Fe_2O_3 —0,90; CaO —0,70; MgO —0,80. Объемный вес кварцитов 2,63—2,91 т/м³, средняя пористость 0,9%, водопоглощение 0,17%. Предел прочности кварцитов в сухом состоянии 1714—2567 кг/см², в водонасыщенном состоянии 1475—2193 кг/см².

Кварциты Макбальского месторождения образовались при метаморфизме кварцевых песчаников, а слюдяные кварциты — при метаморфизме кварцевых песчаников с глинистым цементом. Месторождение по разведанным запасам является одним из крупнейших в СССР. Экономические расчеты показывают рентабельность разработки кварцитов, несмотря на неблагоприятные условия. Кварциты месторождения Макбаль можно использовать в металлургическом производстве в качестве флюсов, а также как компоненты при выплавке ферросплавов и силицидов. Кроме того, эти кварциты могут найти применение в облицовочном производстве.

Месторождение мелкочешуйчатой слюды Каинды расположено на северном фланге Макбальского месторождения кварцитов, на левобережье ручья Каинды, где кварциты макбальской свиты перекрыты слюдяными сланцами нельдинской свиты. Залегание сланцев моноклинальное, простираение субширотное, пласты падают на север под углами 40—50°. Продуктивным является пласт гранато-кварцево-слюдяных сланцев мощностью 45 м, прослеженный на 220 м. Состав сланцев (%): мусковит (фенгит) — 50—60, кварц — 30—45, хлорит — 10—12, гранат — 1—2, биотит — 0,2—0,3, турмалин — 0,1, рутил, анатаз, лейкоксен, сфен — 0,7—0,8. Химический состав слюды (%): SiO_2 —48,02—50,40; TiO_2 —0,60—0,80; Al_2O_3 —26,26—29,87; Fe_2O_3 —2,46—3,80; FeO —1,42—2,80; MgO —1,86—3,22; CaO —0,39—0,49; Na_2O —0,84—1,95; K_2O —7,51—9,10.

Месторождение слюды Каинды возникло при метаморфизме глинистых осадков в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Об осадочном происхождении сланцев свидетельствует их переслаивание с тонкими прослоями карбонатных пород и кварцитов. Фигуративные точки этих сланцев падают на диаграмме В. К. Головенка (1966) в поле морских глин. Интересно отметить, что гранато-слюдяные сланцы, развивающиеся в ядре антиклинория по эклогитам, попадают на этой же диаграмме в поле основных изверженных пород, что свидетельствует о гетерогенезе сланцев.

Мусковитовый концентрат из гранато-слюдяных сланцев получен по простой технологической схеме — дробление породы с последующей отмывкой. При этом содержание слюды в концентрате составило 80—85%. Затем концентрат обогащался флотацией, после чего содержание слюды достигало 99,5% при извлечении мусковита 57% от исходного концентрата. Выход концентрата от исходной породы составил 25%.

Слюда Каиндинского месторождения как наполнитель может найти применение в целом ряде производств (Алехин, 1968). В частности, лабораторными и промышленными испытаниями доказана пригодность этой слюды для лакокрасочной, рубероидной, резиновой промышленности, а также в производстве пенослюды и органосиликатных материалов. Учитывая высокую стоимость мелкочешуйчатой слюды, составляющую от 30 до 260 руб. за тонну, эксплуатация Каиндинского месторождения будет вполне рентабельной.

Месторождение гранатов Тюекарын также связано с гранато-слюдяными сланцами нельдинской свиты и по существу является восточным флангом описанного выше Каиндинского месторождения слюды. Высотные отметки участка 1900—2000 м. Минералогический состав гранато-кварцево-слюдяных сланцев обоих месторождений близок, однако на участке Тюекарын эпизодически встречаются линзы, обогащенные гранатом, где содержание его достигает 20—35%. Так, одна из серии линз, составляющих месторождение, имеет протяженность 120 м, мощность 5 м; содержание граната 33,3%. Она содержит около 17 тыс. т этого минерала. Размеры зерен граната колеблются от 2 до 8 мм, составляя в среднем 5,5 мм.

Гранат по своему компонентному составу отвечает смеси пиропса (20%), альмандин (60—70%) и андрадита (10—15%). Средний химический состав граната по трем пробам (%): SiO_2 —38,5; TiO_2 —1,4; Al_2O_3 —17,9; Fe_2O_3 —9,0; FeO —22,5; MgO —1,3; CaO —8,4.

Гранато-слюдяные сланцы нельдинской свиты легко обогащаются гравитационным методом с последующей доводкой черного концентрата магнитной сепарацией. Выход гранатового концентрата составил 73% от исходного содержания граната в руде, количество граната в концентрате 90—93%. Попутно извлекались кварцевый песок и мелкочешуйчатая слюда (Алехин, 1968). Гранат месторождения Тюекарын может быть использован в абразивной промышленности.

Проявление графита Талдыбулак расположено в левобережье р. Талдыбулак на высотах 1900—2000 м и связано с графитистыми хлорито-серицито-кварцевыми сланцами каиндинской свиты. Залегание пород здесь опрокинутое, азимут падения 230° ЮЗ, угол 60° . Продуктивные слои представляют линзу мощностью до 200 м и протяженностью до 700 м. В северо-западном и юго-восточном направлениях пачка графитсодержащих сланцев выклинивается. В состав сланцев входят (%): кварц — 30—50, серицит — 30—40, хлорит — 15—25, графит — 3—5. Из второстепенных минералов присутствует рутил. Графит представлен скрытокристаллической разновидностью. Его природа подтверждена рентгеноструктурным и термическим анализами. Происхождение графита связано с метаморфизмом органической массы, отлагавшейся совместно с глинистыми осадками. Минеральные парагенезисы графитсодержащих сланцев отвечают условиям температуры и давления зеленосланцевой фации. Этот факт противоречит мнению некоторых исследователей, связывающих образование графита с термодинамическими условиями высокотемпературных фаций (Судовиков, 1964).

В. И. ВЛАСОВ, М. И. ЖАЙМИН, Т. ДУЙСЕНГАЛИЕВ

ГЕОЛОГИЯ И УГЛЕНОСНОСТЬ НИЖНЕКАРБОНОВЫХ И ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

В настоящее время в южные районы Казахстана ежегодно завозится около 4,5 млн. т угля, а к 1972 г. потребность Алма-Атинской, Джамбулской, Чимкентской и Кызыл-Ординской областей в углях составит 5—6 млн. т. В Южном Казахстане известно более десятка угольных месторождений. В Чуйском и Илийском бассейнах, на Куланском, Алакольском, Ойкарагайском, Ленгерском, Кельтемашатском, Боролдайском и Таскомырсайском месторождениях проведены поисковые и разведочные работы, позволившие рекомендовать их для промышленного освоения.

Первая наиболее полная сводка по угольным месторождениям Южного Казахстана принадлежит Б. Л. Афанасьеву (1937, 1938). В 50—60-х годах после изучения отдельных месторождений и угленосных площадей публикуются статьи, посвященные их геологии и угленосности (Бувалкин, Жаймин, 1958; Власов, 1962, 1967, 1968; Бувалкин, Кушев, 1956 и др.).

Турнейские угленосные отложения распространены в центральной и восточной частях Заилийского и Кунгей Алатау, а также в хр. Кетмень. Они залегают в основании вулканогенной кетменской свиты и представлены туфогенными и полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с туфами смешанного состава, алевролитами, гравелитами, конгломератами, линзами пелитоморфных известняков и углистых пород, заключающих остатки флоры. Мощность до 300 м. К этим отложениям приурочены углепроявления Южный Талгар, Тургень, Чарын и Кеинбулак. Угленосный горизонт обычно заключает несколько невыдержанных линзовидных прослоев высокозольных углей и углистых пород мощностью от 0,2 до 1,2 м и протяженностью в первые сотни метров. Практического значения углепроявления не имеют.

Нижневизейские и угленосные отложения широко распространены в северных предгорьях Малого Каратау, в горах Улькун-Бурул, в Чуйской впадине и в Юго-Западном Прибалхашье. Максимальная угленасыщенность отмечена в северо-восточной прибортовой части Чуйской впадины (Чуйский угленосный район; Власов и др., 1967). Угленосная толща обнажена в северной и периферийных частях Кызылтузской и Каракольской мульды, а также на участке Касымтюбе и прослежена по простиранию более чем на 150 км. К югу она погружается под молодые осадки Чуйской впадины под углами 20—30°.

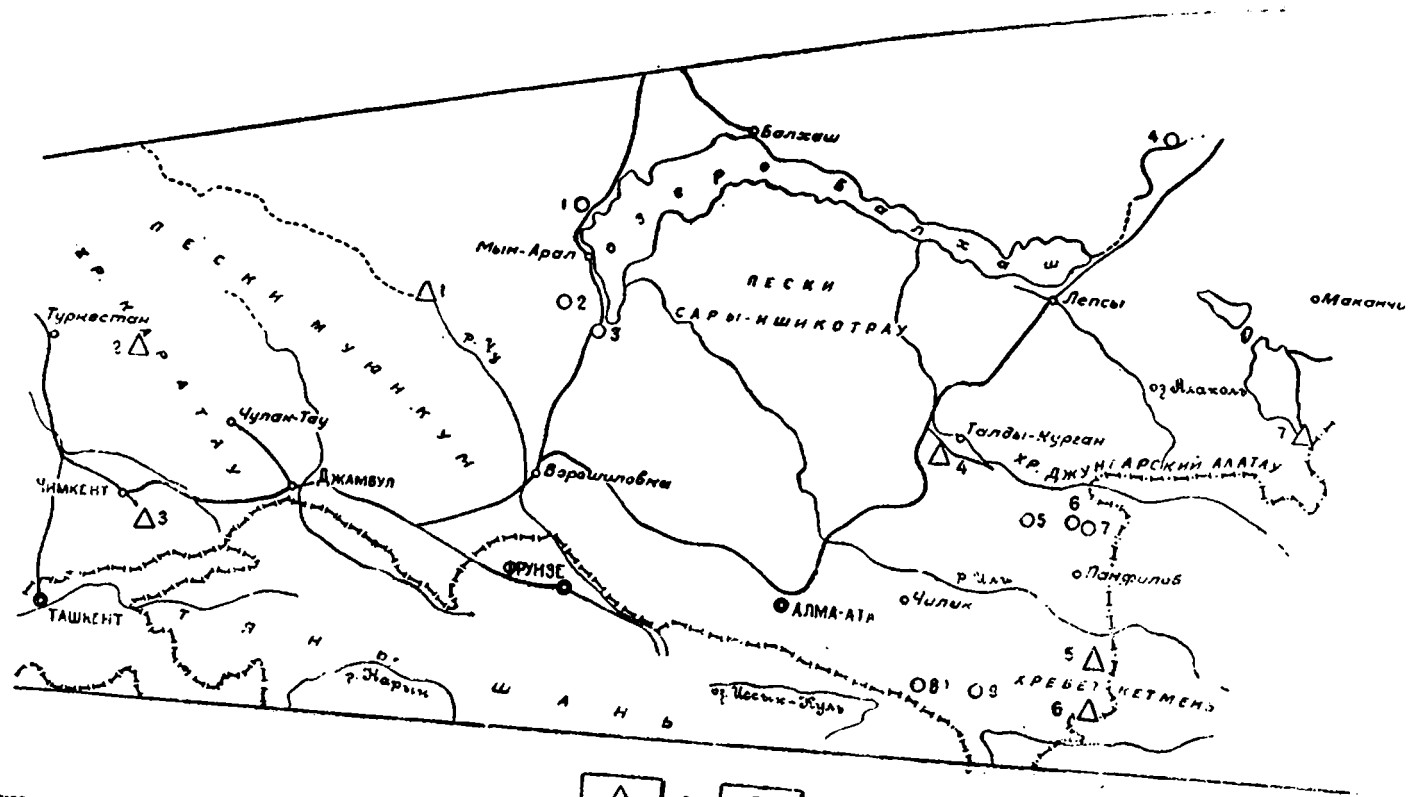


Схема размещения угольных месторождений и угленосных районов Южного Казахстана. I — угольные месторождения и угленосные районы: 1 — Чуйский, 2 — Каратауский, 3 — Ленгерское месторождение, 4 — Карасай-Мукринский район, 5 — Илийский бассейн, 6 — Ойкарагайское месторождение, 7 — Алакульское месторождение; II — угленосные районы: 1 — Кашкентенизское, 2 — Куланское, 3 — Алакульское, 4 — Аягузское, 5 — Сулубуканское, 6 — Бурханское, 7 — Тышканское, 8 — Джаланаушское, 9 — Кегенское.

Сложена эта толща разномерными полимиктовыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, алевритами, аргиллитами с подчиненными прослоями мергелей, углистых пород и углей, заключающими фаунистические и растительные остатки. Мощность 350—450 м.

В Чуйском районе предварительно изучены Камкалинское, Каракольское, Касымтубинское и Александровское месторождения. Для первых трех характерно неглубокое (5—20 м) залегание угленосной толщи под кайнозойем. На Александровском месторождении она перекрыта молодыми осадками мощностью 80—110 м. В угленосной свите отмечено до 13 угольных пластов мощностью от 0,5 до 15 м. Расстояние между крайними пластами по нормали 150—180 м. Угольные пласты обычно сложно построены и имеют невыдержанную мощность. Наибольший практический интерес представляет пласт Основной, расположенный в верхней половине угленосной свиты и прослеженный на всей площади Каракольского и на большей части Александровского месторождений. Мощность его меняется от 4,5 до 15 м, строение сложное. Суммарная мощность породных прослоев достигает 20—50% от общей мощности угольного пласта; мощность угольных пачек 0,5—3 м.

Из других пластов на Каракольском месторождении более выдержаны два, расположенные выше Основного, и два, залегающие ниже. Мощность их колеблется от 1 до 5 м, на отдельных участках они теряют рабочую мощность. Все пять пластов сосредоточены в средней части угленосной свиты мощностью 35—50 м. Остальные восемь пластов мощностью от 0,3 до 2,5 м развиты локально и имеют линзовидное строение. Большая их часть сконцентрирована на северном и северо-восточном участках месторождения.

На Александровском месторождении обнаружены только пять угольных пластов, из которых четыре имеют рабочую мощность от 1 до 7 м и более простое строение. На Камкалинском месторождении прослежены шесть угольных пластов, но рабочую мощность имеют лишь три. На Касымтубинском месторождении угленосная свита включает три угольных пласта мощностью от 1 до 2,8 м и несколько прослоев нерабочей мощности. Максимальная углеплотность в Чуйском районе приурочена к Каракольскому месторождению; к западу, северу и юго-востоку от него сокращается число угольных пластов и их мощности.

Угли матовые, полуматовые, реже полублестящие, линзовидно-стриховатые и линзовидно-полосчатые (преобладают полуматовые). По микроструктуре они относятся к дюреновым и кларено-дюреновым, реже отмечаются дюрено-клареновые и клареновые. Исходный материал представлен в основном гелифицированными и фюзенизированными растительными тканями, на Александровском месторождении встречаются прослои липтобиолитов. Из минеральных примесей преобладает глинистый материал, отмечаются зерна кварца и сидерита. Химический состав углей: $A^c = 40\%$, в отдельных пачках — 18—25%, $V^r = 13—25\%$ и увеличивается до 37% в углях Александровского месторождения; $Q_6^r = 7500—8700$ ккал, $Q_6^{p.r} = 4140—5674$ ккал, $S_{\text{общ.}} = 0,2—0,3\%$, редко 1—1,2%; $W^x = 0,4—1,6\%$, $C^r = 85—88\%$, $H^r = 4,0—4,6\%$, $(O+N)^r = 4,1—9,8\%$.

Коксовый остаток в большинстве случаев порошкообразный, и только угли Александровского месторождения дают спекшийся серебристо-белый с металлическим блеском королек и пластометрические показатели, характерные для коксовых углей (Y—12—15 мм, X—26—40 мм). Марочный состав углей Чуйского района меняется от тощих и отощенноспекающихся до коксовых. Угли относятся к типу

труднообогатимых, однако для некоторых угольных пачек Александровского месторождения выход угольного концентрата составляет 30—60% при зольности 16—22%, что отвечает требованиям, предъявляемым к металлургическому сырью. Запасы углей по основным рабочим пластам Александровского и Каракольского месторождений до глубины 500 м составляют более 1 млрд. т.

В Юго-Западном Прибалхашье известны Куланское, Алакольское и Кашкентенизское месторождения. Куланское месторождение находится в 20 км западнее ст. Карасай железной дороги Моинты — Чу. Угленосные отложения собраны в синклиналь, вытянутую к северо-западу; ее северо-восточное крыло осложнено разрывами. Длина складки около 20 км, ширина 2—7 км. Углы падения юго-западного крыла 15—25° и выполаживаются (5—10°) к ядру складки, а вблизи разрывов увеличиваются до 45—60° и более. Нижневизейские угленосные отложения согласно перекрывают турнейский красноцветный комплекс. Их основание образуют конгломераты и гравелиты мощностью 2—13 м. Остальная часть разреза мощностью до 350 м сложена светло-серыми разнотернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками, гравелитами, реже аргиллитами, углистыми породами и каменными углями. На северо-западном участке обнаружены три пласта углей с прослоями углистых аргиллитов (верхний мощностью до 5 м, средний — 13—15 м, нижний — 18—20 м), разделенных слоями песчаников и алевролитов мощностью от 7 до 30 м. К юго-востоку угольные пласты расщепляются и мощности уменьшаются; увеличивается количество песчаников, обломочный материал становится более грубым. Появляются межпластовые дайки плагиопорфиров мощностью до 30 м.

Угли представлены линзовидно-штриховатыми, реже однородными полуматовыми кларено-дюренами и матовыми дюренами. $A^c = 24—50\%$ (среднее — 35—40%), $V^r = 27—39\%$ (средний — 32—35%), $Q_6^r = 7303—7982$ ккал, $Q_6^{p.r} = 4360—5567$ ккал, $C^r = 77—82\%$, $H^r = 5,5—6,6\%$, $S_{\text{общ.}} = 0,27—0,7\%$. Общие запасы углей около 500 млн. т, из них 80 млн. т сосредоточены на северо-западном участке, пригодном для открытой разработки. Средняя зольность этих углей 36%, линейный коэффициент вскрыши 0,5—4.

Алакольское углепроявление находится южнее оз. Балхаш, на западном берегу оз. Алаколь, в 17 км юго-восточнее железной дороги Моинты — Чу. В основании угленосной свиты залегают разногалецные конгломераты мощностью 10—12 м, а выше — сероцветные разнотернистые песчаники и алевролиты с горизонтами углистых аргиллитов и прослоями углей мощностью 150 м. Угленосные отложения обнажены в западном крыле Алакольской мульды и погружаются к востоку под углами 20—30° под современные образования. В них отмечено три угольных пласта сложного строения, мощностью от 0,5 до 1,5 м, прослеженных по простиранию на 2,5—3 км.

Кашкентенизское углепроявление приурочено к западному побережью одноименного залива оз. Балхаш. Угленосная свита состоит из серых и зеленовато-серых разнотернистых полимиктовых, реже кварцево-полевошпатовых песчаников, заключающих три угольных пласта мощностью от 2 до 7 м. В основании залегают конгломераты и грубозернистые песчаники (10—12 м), а в низах — известняки (2 м). Мощность вскрытой части свиты 300—350 м. Угленосные отложения выполняют мульду длиной 6—7 км и шириной 4—5 км; ее восточное крыло погружается под оз. Балхаш. Углы падения 20—60°. Угольные пласты имеют сложное строение, невыдержанную мощ-

ность и залегают в виде линз длиной от 0,2 до 2—3 км. Угли высокозольные и обладают низкой теплотворной способностью.

В северо-восточных отрогах Малого Каратау и южной части Чуйской впадины в основании нижневизейского разреза (60—70 м) залегают полимиктовые и аркозовые песчаники, алевролиты и аргиллиты с линзами углистых пород мощностью 0,1—0,7 м. Улькун-Бурулское углепроявление находится в 20 км западнее г. Джамбула. В основании угленосной свиты отмечены конгломераты мощностью 15—20 м. Выше залегают разнотернистые кварцевые и полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты, заключающие в нижней части угольный горизонт сложного строения. Мощность свиты 60—70 м. Горизонт углистых пород (5 м) включает две пачки высокозольных углей мощностью 0,6 и 0,8 м, прослеженные на 500—700 м. Содержание золы до 50 %, выход летучих 13—15 %. Мощность угольного горизонта крайне не выдержана.

Нижневизейские отложения северной части Кендыктасских гор сложены конгломератами, полимиктовыми, аркозовыми и туфогенными песчаниками с редкими горизонтами порфиритов и туфов. Мощность 700—800 м. В 30 км западнее ст. Отар (углепроявление Мадьярсу) в песчано-конгломератовой толще обнаружены прослои и линзы углистых пород мощностью до 2 м.

Средневизейские угленосные отложения, широко распространенные на южных склонах Джунгарского Алатау, состоят из песчаников, туфов, алевролитов, пластов углей, углистых пород и известняков. Мощность 175—360 м. Угленосность их резко непостоянна. Обычно в них прослеживаются только линзы и прослои углистых пород мощностью 0,1—0,5 м, содержащие линзочки каменного угля (углепроявления Кокшеель, Алтуайткедень, Шольдаыр, Сууктубе, Котуркаин, Алтынзмель, Усек, Восточный Казан, Нарын и др.). Максимальная угленасыщенность отмечается на северо-западе и юго-востоке Южной Джунгарии. На северо-западе известны угольные месторождения Карасай и Мукры, на юго-востоке — углепроявления Сулубукан, Бархан и Тышкан. Для месторождений и углепроявлений характерно сложное геологическое строение, обусловленное интенсивной пликативной и дизъюнктивной тектоникой. Сложная палеогеографическая обстановка в эпоху формирования угольных залежей, интенсивная вулканическая деятельность и значительная расчлененность рельефа углеобразующей зоны обусловили сложное строение угольных пластов, непостоянство их мощности и фациальные замещения отдельных пластов угля углистым или терригенно-пирокластическим материалом.

Карасайское месторождение находится в горах Жуантобе, в 15 км восточнее ст. Биже, и приурочено к моноклинально падающему на юг северному крылу синклинали. Угленосная свита (мощность до 400 м) представлена разнотернистыми туфогенными песчаниками, алевролитами, гравелитами, углистыми породами и углями. Отмечены редкие горизонты кварцевых порфиров и альбитофиров. Простирание пород северо-западное, близкое к широтному; падение юго-западное с углами наклона 35—45°. По ручью Карасай угленосная свита содержит до 25 угольных пластов мощностью от 0,5 до 4,5 м. В 2 км восточнее по безымянному саю обнажена нижняя половина угленосной свиты, содержащая 10 пластов угля; верхняя часть свиты срезана разрывом, по которому вулканы восточнее — нагорья надвинуты на угленосную свиту.

Мукринское месторождение расположено в 10 км восточнее месторождения Карасай. Угленосная свита обнажена по берегам р. Мук-

ры, в 4 км западнее в сухом логу и восточнее р. Мукры по склонам долины Ащибулак. Она сложена разномиктовыми туфогенными и полимиктовыми песчаниками, прослоями алевролитов, гравелитов и туфов. В северо-западной части месторождения преобладают песчаники; здесь отмечено 20 пластов угля мощностью до 1,8 м. К юго-востоку число их сокращается до 8, а горизонты полимиктовых песчаников фациально замещаются разномиктовыми туфопесчаниками и туфами. Простираение угленосной свиты субширотное, падение на юго-запад под углами 35—45°. Мощность 220—280 м.

Сулубуканское углепроявление находится в 50 км северо-западнее г. Панфилова. Здесь в угленосной свите преобладают разномиктовыми, чаще крупномиктовые туфогенные и полимиктовые песчаники. Мелкомиктовые песчаники и алевролиты средней части разреза заключают два угольных пласта сложного строения, состоящих из переслаивающихся пачек (0,1—0,4, редко 0,5—0,8 м) угля, углистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, прослеженных по простиранию на 350—400 м. Суммарная мощность угольной массы в нижнем пласте составляет 2—7 м, в верхнем — 1,5—2,5 м. Простираение угленосной свиты северо-восточное, падение северо-западное с углами 40—60°. Мощность 170—190 м.

Бурханское углепроявление находится в западной части гор Манджу и расположено в 45 км севернее г. Панфилова. По берегам рек Бурхан и Малый Бурхан от места их слияния и выше обнажается угленосная свита мощностью 250—300 м, сложенная разномиктовыми туфогенными и полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, разнообломочными туфами, алевролитами и аргиллитами. Верхняя часть свиты содержит два угольных пласта мощностью 0,7 и 0,8 м и несколько прослоев угля и углистых аргиллитов (0,1—0,3 м), прослеженных по простиранию более чем на 600 м. Простираение пород субширотное, падение северное, углы 40—50°.

Тышканское углепроявление расположено в 8 км к востоку от проявления Бурхан. Угленосная свита обнажена по берегам р. Тышкан и левому ее притоку р. Сарысай. В ее составе много пирокластических пород, отмечены покровы лав липарито-дацитов и андезитов, приуроченные к нижней половине разреза. В верхней части свиты, помимо нескольких прослоев угля и углистых пород мощностью 0,1—0,4 м, выявлены два угольных пласта сложного строения, прослеженные по простиранию на 700—750 м. Максимальная мощность нижнего 15—20 м, верхнего 1,5—3 м. Мощность угольных пластов крайне непостоянна, местами они выклиниваются. Падение свиты северное и северо-западное под углами 45—60°, мощность 230—260 м.

Угли всех месторождений и проявлений Южной Джунгарии сложены гелифицированными и фюзенизированными растительными тканями с преобладанием первых. Иногда присутствуют микроспоры и единичные макроспоры. Преобладает дюрено-клареновый тип углей. Микрополосчатость углей обусловлена чередованием зольных и малозольных слоев или гелифицированного и фюзенизированного вещества. Среди минеральных примесей, обуславливающих высокую зольность углей, выделяются сингенетичные (глинистый и пепловый материал) и эпигенетичные (кальцит и сидерит), выполняющие трещинки и клеточные полости структурных микрокомпонентов. Химический состав углей: $A^c = 40—50\%$, в отдельных пачках и прослоях снижается до 24—30%, $Q_d^r = 6500—8700$ ккал, $V^r = 10—15\%$, $S_{общ.} = 0,1—0,7\%$, $C^r = 72—93\%$, $H^r = 2,4—4,0\%$, $(O+N)^r = 4,8\%$. Угли являются труднообогатимыми и по степени метаморфизма относятся к маркам «Т» и «ОС».

Намюрские угленосные отложения установлены на юго-востоке в хр. Кунгей Алатау и Кетмень. На северо-восточных склонах хр. Кунгей Алатау по ручьям Карабулак, Шетмерке и Ортамерке среди разнотернистых полимиктовых и туфогенных песчаников верхов намюрской толщи отмечено до пяти прослоев углистых пород мощностью 0,1—0,3 м. Простираение пород субширотное, падение на юг под углами 30—40°. Северо-восточнее с. Кегень, в юго-западных отрогах хр. Кетмень, среди песчаников и гравелитов верхней части намюрского разреза также прослежены линзы и прослои углистых пород мощностью 0,1—0,3 м, реже 0,5—0,7 м. Углепроявления названы Джаланашским и Кегенским.

Юрские угленосные отложения распространены в Илийской впадине, урочище Ойкарагай, Аягузском районе, у оз. Алаколь и в горах Каратау.

Илийский угленосный бассейн расположен в восточной части Илийской впадины. Нижнеюрские отложения, представленные серыми и темно-серыми алевролитами, аргиллитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами, включают три пласта угля. Два мощностью от 1,5 до 2,5 м залегают в нижней части свиты и разделены горизонтом (15—24 м) аргиллитов, алевролитов и песчаников. Третий угольный пласт мощностью 2—4,5 м приурочен к верхам разреза и залегает в южной прибортовой части Илийской впадины на глубине 160—180 м, реже 120—140 м; к северу глубина его залегания увеличивается. Строение пласта обычно простое. Запасы по пласту до глубины 500 м составляют около 180 млн. т, до глубины 700 м — 380 млн. т. Мощность свиты в центральной части Илийской впадины 270—380 м, в южной прибортовой 70—100 м.

В среднеюрских отложениях Илийского бассейна, представленных аргиллитами, алевролитами, песчаниками и гравелитами, заключено пять угольных пластов. Четыре мощностью от 0,7 до 3 м залегают на большой глубине и распространены на незначительной площади. Наиболее интересен пятый пласт мощностью 11—23 м; однако минимальная глубина его залегания равна 300—350 м. Запасы угля пятого пласта до глубины 500 м составляют около 500 млн. т, от 500 до 700 м — около 1500 млн. т. Мощность толщи колеблется от 40 до 150 м. В южной прибортовой части впадины среднеюрские отложения денудированы.

Среднеюрские угленосные отложения распространены также на южных склонах хр. Кетмень, в урочище Ойкарагай. В основании прослежены базальные конгломераты мощностью от 1 до 15 м, перекрытые пачкой (15—30 м) аргиллитов, алевролитов и песчаников. В ее верхней части отмечены линзочки углистых аргиллитов. Выше залегает угольный пласт простого строения мощностью от 3,5 до 14 м. Разрез венчает пачка разнотернистых песчаников мощностью до 30 м, переслоенных алевролитами и аргиллитами. Запасы угля около 100 млн. т. Небольшая мощность перекрывающего комплекса позволяет вести разработку месторождения Ойкарагай открытым способом.

Угли Илийского бассейна и месторождения Ойкарагай матовые однородные и полуматовые штриховато-полосчатые, относящиеся к бурым гумусовым высокой степени углефикации. Верхние части пласта V мощностью 1—5 м (Илийский бассейн) и угольного пласта месторождения Ойкарагай мощностью 0,5—2,5 м сложены в основном шелковисто-матовыми фюзеновыми и фюзено-дюреновыми углями. Средние и нижние части этих пластов состоят в большинстве случаев из фюзено-ксиленового дюрена и дюрено-кларена. Пласт III Илийско-

то угольного бассейна сложен дюреновыми и кларено-дюреновыми углями. Усредненные данные химических анализов углей: $A^c = 12\%$, $W^a = 11,8\%$, $V^r = 40,1\%$, $C^r = 75,6\%$, $H^r = 4,2\%$, $(O+N)^r = 19,1\%$, $S_{\text{общ.}} = 0,95\%$, $P = 0,007\%$, $Q^r = 6911$ ккал. При полукоксовании углей выход смолы в среднем составляет $9,8\%$, полукокса — 68% , подсмольной воды — $10,1\%$, газа — $14,9\%$. При повышении температуры коксования до 750° выход смолы увеличивается на $1,5-2\%$, подсмольной воды — на 3% , выход газа возрастает в два раза, выход полукокса снижается на $5-6\%$.

Аягузское месторождение находится в $40-50$ км юго-западнее г. Аягуз, в $15-20$ км от железной дороги. Юрские угленосные отложения слагают две разобщенные асимметричные мульды — Курайлинскую и Торткульскую. Первая широтно вытянута на 23 км при ширине 18 км, размеры второй соответственно — 4 и 3 км. Углы наклона слоев на северных крыльях $45-55^\circ$, на южных $5-10^\circ$. Отложения раннего лейаса представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с конгломератами мощностью $10-25$ м в основании. В нижней и верхней частях разреза залегают два угольных пласта сложного строения мощностью $4,5$ м (нижний) и $1,3$ м (верхний). Мощность отложений $70-80$ м. В низах среднего — верхнего лейаса (160 м) прослежены разногалечные конгломераты и песчанки. Выше залегают серые полимиктовые и туфовые песчанки, алевролиты и конгломераты с прослоями углей и углистых пород. Общая мощность около 300 м.

Завершают разрез отложения раннего доггера, состоящие из конгломератов и полимиктовых песчаников с прослоями алевролитов. Мощность более 1000 м. Угольные пласты прослежены на 18 км и характеризуются следующими показателями: $W^a = 1,1-9,6\%$, $A^c = 9,0-25\%$, $V^r = 48-66\%$, $Q_{\text{с}}^r = 6860-9340$ ккал, $H^r = 5,5-6,7\%$, $C^r = 69,4-89,9\%$, $Q^r = 3,0-24,3\%$, $N^r = 0,7-1,0\%$, $S_{\text{общ.}} = 0,4-1,4\%$. Угли высокометаморфизованные бурые. Запасы по нижнему пласту до глубины 500 м около 700 млн. т.

Алакольское месторождение находится юго-восточнее оз. Алаколь, в 12 км севернее ст. Джаланашколь железной дороги Актогай — Госграница. Нижнеюрские угленосные отложения установлены на Пограничном, Узунбулакском и Сартолагайском участках, где образуют синклинали, вытянутые к северо-западу, усложненные складками II порядка и разрывами в прибортовых частях. Углы наклона слоев на юго-западных крыльях $15-20^\circ$, на северо-восточных $45-55^\circ$. В основании залегают крупно- и среднегалечные конгломераты мощностью до 80 м, переслоенные песчаниками. Местами конгломераты отсутствуют, и угленосная свита залегает непосредственно на породах фундамента. В ней преобладают песчанки, алевролиты и конгломераты, заключающие пласты углей. Мощность 150 м. Угленосная свита перекрыта алевролитами, аргиллитами, песчаниками и конгломератами, правильное переслаивание которых обуславливает четко выраженную полосчатость. Мощность 110 м. Разрез венчает толща конгломератов и песчаников мощностью до 1000 м.

В угленосной свите установлено пять рабочих угольных пластов мощностью от $0,6$ до $10,5$ м. Угольные пласты имеют сложное и неустойчивое строение. Наиболее мощным и выдержанным является верхний пятый пласт. К бортовым частям структуры угольные пласты выклиниваются. Основные запасы угля сосредоточены на Пограничном участке, где можно заложить шахту производительностью 500 тыс. т в год сроком на 50 лет. Общие запасы угля Алакольского

месторождения определены в 51 млн. т. Угли гумусовые и сапропелево-гумусовые. $W^a = 7-7,8\%$, $A^c = 6,5-9,6\%$, $V^r = 44-47\%$, $S_{\text{общ.}} = 0,2-1,6\%$, $C^r = 74-76\%$, $H^r = 5,21-5,26\%$, $(O+N)^r = 18-20\%$, $Q_6^r = 7600$ ккал. При полукоксовании выход первичной смолы 9,3—10,5%, полукокса — до 70%. Около 7 млн. т угля (пятый пласт) могут быть отработаны открытым способом. При годовой производительности карьера в 300 тыс. т срок службы составит 16 лет.

Ленгерское месторождение находится северо-западнее Угамского хребта. Город Ленгер, расположенный на месторождении, соединен с г. Чимкентом железнодорожной веткой протяжением 29 км. Нижнеюрские угленосные отложения собраны в пологие брахискладки с углами падения на крыльях 5—10°, реже 20—25°. Площадь месторождения делится на четыре участка. Промышленный и Тогузский детально разведаны, на Бадамском проведена предварительная разведка, а Георгиевский участок охвачен поисковыми работами. Добыча угля на Промышленном участке велась двумя шахтами, на Тогузском — одной; в настоящее время они законсервированы. Угленосная свита состоит из песчаников с подчиненными горизонтами алевролитов, конгломератов, аргиллитов и включает до пяти угольных пластов мощностью от 0,6 до 14 м. Мощность свиты 350—500 м. Угли бурые. $W^a = 3,4-12,1\%$, $A^c = 7-29,2\%$ (среднее 22%), $V^r = 32,0-50,4\%$, $S_{\text{общ.}} = 0,6-4,0\%$, $C^r = 62,1-82,1\%$, $H^r = 3,4-7,7\%$, $(O+N)^r = 21-24,6\%$, $Q_6^r = 6350-7530$ ккал. Угли гумусовые и сапропелево-гумусовые. Запасы по категориям А+В+С₁ 208 млн. т, по категории С₂ — 191 млн. т. Сложные гидрогеологические условия затрудняют их эксплуатацию.

Каратауский угленосный район расположен между хр. Большой и Малый Каратау. К юрским угленосным отложениям, выполняющим узкий грабен, приурочены Таскомырсайское, Боролдайское, Китаевское, Сунгинское и Чокпакское месторождения. Промышленная угленосность установлена на двух первых.

Таскомырсайское месторождение находится в 50 км юго-восточнее рудника Ачисай и в 170 км к северо-западу от г. Чимкента. Нижнеюрские конгломератовая и угленосная свиты, развитые на месторождении, собраны в широтную синклиналь с углами наклона крыльев 10—35°, осложненную северо-западными разрывами. Угленосная свита представлена песчаниками и алевролитами, переслоенными аргиллитами, и включает 13 угольных пластов сложного строения, приуроченных к верхней половине разреза. Мощность основных четырех рабочих пластов колеблется от 2,8 до 4,8 м. Угли каменные, газовые и длиннопламенные. $W^a = 6,1-10,05\%$, $A^c = 8,92-33,93\%$, $V^r = 35,2-45,7\%$, $S_{\text{общ.}} = 0,33-4,72\%$, $C^r = 74,7-77,3\%$, $H^r = 4,5-5,7\%$, $O^r = 16,4-18,2\%$, $N^r = 1,3-2,7\%$, $Q_6^r = 8500$ ккал. Выход первичной смолы при полукоксовании 10—11%, полукокса — 69—74%. Угли гумусовые клареновые, дюреновые и гагатообразные с прослоями корового липтобиолита. Запасы 11 млн. т. Угли энергетические и могут использоваться для бытовых нужд рудников Каратау.

Боролдайское месторождение находится в 65 км северо-западнее ст. Бурное. Юрские угленосные отложения обнажены на двух участках, разобленных палеозоем. На северном участке в угленосной свите содержится восемь угольных пластов сложного строения и непостоянной мощности. Мощность наиболее выдержанного нижнего пласта от 1,6 до 4,2 м. Угли каменные, газовые и длиннопламенные. $W^a = 2,1-7,5\%$, $A^c = 6,0-33,5\%$, $V^r = 21,7-41,8\%$, $S_{\text{общ.}} = 0,9-6,2\%$, $C^r = 72-77\%$, $Q_6^r = 6600$ ккал. По составу угли витреновые, дюреновые и гагатообразные. Запасы 1,6 млн. т.

В заключение следует отметить, что наиболее интересными угольными объектами, заслуживающими скорейшего промышленного освоения, являются Куланское и Ойкарагайское месторождения. Неглубокое залегание угольных пластов от поверхности дает возможность вести их отработку открытым способом. Угли могут использоваться в качестве местного энергетического сырья. Алакольское, Таскомырсайское и Боролдайское месторождения с небольшими запасами высококачественных энергетических углей также могут рассматриваться как возможные топливные базы местного значения. Илийский угольный бассейн хотя и располагает громадными запасами прекрасных углей, пригодных для переработки в химической промышленности, находится в сложных гидрогеологических условиях и удален от крупных промышленных центров. Поэтому необходимы дополнительные экономические обоснования рентабельности его разработки. В Чуйском угленосном районе имеются значительные запасы энергетических и, возможно, металлургических углей. Однако высокая зольность углей и отдаленность района исключают возможность эксплуатации месторождений в ближайшем будущем. Для выявления перспектив угленосности и уточнения качественной характеристики углей Аягузского, Джаланашского, Кегенского проявлений и месторождений Южной Джунгарии необходима постановка буровых поисково-разведочных работ.

Л. В. ЧАЙКОВСКИЙ, Е. Е. ЕГОРЕНКОВ

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КАЛЬЦИЙ-МАГНИЕВОГО ОТНОШЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРИ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ

Кроме прямых гидрогеохимических поисковых признаков (т. е. наличия в воде главных рудных и им сопутствующих элементов), целесообразно использовать и косвенные. К последним относятся такие показатели, как рН ион SO_4 — ион Cl , общая минерализация воды, ее электропроводность и т. д. Целесообразность использования косвенных признаков обусловлена тем, что они обычно проявлены на более широких площадях, чем прямые признаки (Климочкин, Климочкина, 1961).

Катионный состав подземных вод в известной мере отвечает литологическому составу водовмещающих пород (Бродский, 1964). В определенных гидрогеологических условиях содержание в водах Na^+ , Mg^{2+} и Ca^{2+} может быть использовано при геологическом картировании закрытых территорий (Долуханова, 1956; Фет, 1960). Если при этом известен литологический контроль оруденения, катионный состав вод приобретает поисковое значение. Так, высокое содержание магния в подземных водах ряда пунктов Кольского полуострова указывает на наличие под рыхлым покровом массивов ультраосновных пород, к которым обычно приурочены медно-никелевые месторождения (Климочкин, Климочкина, 1961). Повышенным содержанием магния отличаются также воды осадочных доломитов. Вне всякого сомнения магнием должны обогащаться воды, омывающие доломиты гидротермального происхождения. Поскольку на гидротермальных месторождениях сульфидов нередко проявлена доломитизация рудовмещающих толщ, вплоть до образования жил доломита, можно использовать магний подземных вод в качестве косвенного поискового гидрогеохимического признака.

При углекислотном выветривании (т. е. при действии «фоновых» вод) кальций переходит из пород в воду легче, чем магний, а при сернокислотном (в зоне окисления сульфидов) растворимость соединений магния значительно возрастает (Дуров, 1961). Поэтому показателем наличия окисляющихся сульфидов в определенных условиях может служить кальций-магниевое отношение подземных вод. Эти условия состоят прежде всего в наличии магниевых минералов на месторождениях. Фактический материал по 10 месторождениям Южного Казахстана подтверждает эти предположения (см. табл.).

По составу рудовмещающих пород и величине кальций-магниевого отношения они делятся на три группы. К одной относятся месторождения Чинасылсай, Урмантай и Туяк, приуроченные к эффузив-

**Соотношение ионов кальция и магния на медных, свинцовых
и цинковых месторождениях Южного Казахстана**

Месторождение	$\frac{rCa^{2+}}{rMg^{2+}}$		Рудо- и водовмещающие породы
	в водах месторождения	в водах «фона»	
Чинасылсай (Зайлийский Алатау)	0,3	2,6	Основные эффузивы и их туфы, песчаники Алевролиты, песчаники, основные дайки Известняки, алевролиты
Урмантай (Зайлийский Алатау)	0,7	2,6	
Туюк (Кетмень)	0,9	2,4	
Коксу (Джунгария)	2,2	8,0	Песчаники, доломиты Доломиты
Сууктюбе (Джунгария)	1,8	5,0	
Шалкия (Каратау)	0,9—1,2	1,4	* Разгнейсованные гранодиориты То же
Кастек (Зайлийский Алатау)	3,5	4,1	
Кырджол (Зайлийский Алатау)	4,0	4,1	
Коксай (Джунгария)	1,3	2,0	Плагииграниты Гранодиориты и граниты
Чатыркуль (Кендыктас)	0,8—1,2	2,3	

но-осадочным (иногда карбонатным) породам и характеризующиеся низким кальций-магниевым отношением подземных вод (0,3—0,9). Это отношение в 3—8 раз ниже фонового в водах этих же пород.

Месторождения другой группы (Кырджол, Кастек, Коксай и Чатыркуль) связаны с гранитоидными породами. На первых двух отношение кальция к магнию подземных вод велико (3,5—4) и неотлично от фонового. Высокое относительное содержание магния на двух последних ($\frac{rCa^{2+}}{rMg^{2+}} = 0,8—1,2$) объясняется довольно высокой общей минерализацией подземных вод (0,7—1,8 г/л).

Месторождения третьей группы приурочены к доломитам, доломитовым известнякам (Сууктюбе, Шалкия) и ассоциирующимся с ними песчаникам (Коксу). Отношение кальция к магнию в водах этих месторождений колеблется от 0,9 до 2,2, причем от фонового значения $\frac{rCa^{2+}}{rMg^{2+}}$ отличимы только воды месторождений Сууктюбе и Коксу (в 2,5—3,5 раза). Воды же месторождения Шалкия по кальций-магниевому отношению от фоновых вод не отличаются. Это объясняется различным содержанием доломита в породах этих месторождений.

Таким образом, воды сульфидных месторождений с проявлением вторичной доломитизации обычно отличаются от фоновых вод пониженным кальций-магниевым отношением.

В качестве примера использования кальций-магниевого отношения подземных вод при гидрогеохимических поисках рассмотрим северный склон Кастекского хребта (Зайлийский Алатау). Здесь на крутом горном склоне обнажены эффузивно-осадочные породы докембрия, ордовика и девона, гранодиориты и кварцевые диориты каледонского и герцинского возраста. Эффузивы представлены порфи-

рами, средними и основными разностями порфиров и их туфами; в осадочных пачках преобладают песчаники и алевролиты. В зоне выветривания этих пород и по тектоническим трещинам циркулируют гидрокарбонатные кальциевые воды с общей минерализацией около 0,3 г/л. Здесь известно несколько гидротермальных месторождений полиметаллов, приуроченных как к каледонским интрузиям гранодиоритов и метаморфическим породам докембрия, так и к эффузивно-осадочной толще ордовика.

На основании химических анализов воды более ста пятидесяти источников вычислено фоновое отношение кальция к магнию. Для вод интрузий оно составляет 4,1, для вод эффузивно-осадочных пород — 2,6, причем его уменьшение в последних вызвано большим содержанием магния. Этот вывод согласуется с результатами силикатных анализов пород. На месторождениях, залегающих в эффузивно-осадочных породах, развиты жилы и прожилки карбонатов, богатых магнием; их нет на месторождениях, приуроченных к интрузивным породам. Вероятно, эффузивно-осадочные породы являлись потенциальным источником магния для образования доломитов во время деятельности гидротермальных растворов. Воды полиметаллических месторождений, связанных с эффузивно-осадочными породами, характеризуются очень низким кальций-магниевым отношением 0,3—0,7 (по данным 15 анализов). Кальций-магниевое отношение в водах полиметаллических месторождений, залегающих в интрузивных породах, колеблется от 3,5 до 4 (по данным анализов воды десяти водопунктов), т. е. близко к фоновому.

На северном склоне Кастекского хребта, на площадях развития эффузивно-осадочного комплекса, выделяются отдельные родники и группы родников с пониженным по сравнению с фоновым кальций-магниевым отношением. Часть родников приурочена к участкам обнаженных гидротермально-измененных пород, другие расположены на участках, закрытых наносами. На одном из них копушами обнаружены обломки измененных алевролитов с прожилками карбоната (доломита). Таким образом, пониженное по сравнению с фоновым кальций-магниевое отношение подземных вод в нашем районе указывает на наличие гидротермально-измененных (доломитизированных) зон. Рудоносность этих зон должна устанавливаться по другим признакам.

Использование отношения $\frac{rCa^{2+}}{rMg^{2+}}$ при гидрогеохимических поисках рудных месторождений, несущих вторичную доломитизацию, должно ограничиваться районами развития пресных подземных вод (до 0,5—0,7 г/л), поскольку с ростом минерализации, как известно, магний в водах способен накапливаться.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Аверьев В. В. Условия разгрузки паужетских гидротерм на юге Камчатки. Тр. Лабор. вулканол. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Азбель К. А., Борукаева М. Р. Новые данные по металлогении юго-западных склонов Джунгарского Алатау. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 3(28). Алма-Ата, «Наука», 1965.
- Азбель К. А., Борукаева М. Р. К проблеме цикличности в палеовулканологии (на примере Южной Джунгарии). Тр. ИГН АН КазССР, т. 18, 1966.
- Алехин Ю. А. О перспективах использования в промышленности слюды кристаллических сланцев. В сб.: «Химическое и горнорудное сырье Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1968.
- Алимов К. А., Кузичкина Ю. М. и др. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя и кайнозоя восточной части Средней Азии. В сб.: «Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР». М., «Наука», 1967.
- Александрова М. И., Борсук Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента Бетпак-Далы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 7, 1955.
- Алихова Т. Н. К вопросу о расчленении ордовикской системы. «Сов. геол.», 1957, № 55.
- Алихова Т. Н. Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Ананьев А. Р. Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Тр. СНИИГТИМС, т. II. Новосибирск, 1960.
- Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Часть 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Арган Э. Тектоника Азии. М., ОНТИ, 1935.
- Архангельский А. Д. О некоторых спорных вопросах тектонической терминологии и тектоники СССР. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1939, № 1.
- Атлас нижнемеловых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 124, 1964.
- Афанасьев Б. Л. Ископаемые угли Казахстана, тт. 1, 2, вып. 1—2. Алма-Ата, 1937—1938.
- Афанасьев Г. Ф. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. В сб.: «Абсолют. возраст геол. формаций». М., «Наука», 1964.
- Афоничев Н. А. Значение джунгарского сброса в формировании альпийских структур Джунгарского Алатау. «Сов. геол.», 1959, № 6.
- Афоничев Н. А. История геологического развития района. В сб.: «Геология и металлогения Джунгарского Алатау». Алма-Ата, 1966.
- Афоничев Н. А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. «Сов. геол.», 1967, № 2, 3.

Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Горы Актау. Путеводитель по геологическим маршрутам Южного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.

Бандалетов С. М., Борисьяк М. А., Ковалевский О. П., Никитин И. Ф. Верхнеордовикские и нижнесилурийские отложения района горы Акдомбак в Чингизе. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1955, № 1.

Байбулатова Р. Б. Эоценовые спорово-пыльцевые комплексы межгорных впадин Северного Тянь-Шаня. М., «Наука», 1966.

Бандалетов С. М., Борисьяк М. А., Ковалевский О. П., Никитин И. Ф. Верхнеордовикские и нижнесилурийские отложения района горы Акдомбак в Чингизе (Центральный Казахстан). «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1965, № 1.

Белоусов В. В. Основные вопросы неотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Беляева Е. И. Первая находка тапирообразного в эоцене Средней Азии. «Бюлл. МОИП, отдел геол.», 1962, т. XXXVII, № 5.

Беспалов В. Ф. Вулканогенные образования Илийского мегасинклинария. Тр. ИГН АН КазССР, т. 18, 1966.

Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. В сб.: «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Богданова М. У. и др. История нижнемезозойского угленакопления на территории Карагандинского бассейна. В сб.: «История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане». Часть II. «Лаборатория угля», 1961, вып. XIII.

Богданович К. И. и др. Землетрясение в цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. Тр. Геолкома, нов. серия, вып. 79. СПб., 1914.

Бойцова А. П. Палеоэоценовые спорово-пыльцевые комплексы северной части Тургайского прогиба. В сб.: «Атлас верхнемеловых, палеоэоценовых и эоценовых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 30, 1960.

Бок И. И. Ультраосновные и основные интрузивные породы Казахстана. «Изв. КазФАН СССР, серия геол.», 1945, вып. 6—7.

Волотникова М. Д. Основные черты палеогеновой флоры юга Дальнего Востока СССР. В сб.: «Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики». М., «Наука», 1966.

Болховитина Н. А. Спорovo-пыльцевая характеристика меловых отложений центральных областей СССР. Тр. ГИН АН СССР, вып. 145, серия геол. (№ 61), 1953.

Болховитина Н. А., Бархатная Н. Н., Виноградова К. В., Котова Н. З., Петросьян М. А., Помова Л. С., Тарасова Л. О., Фокина Н. И. Палинологическая характеристика юрских и меловых отложений Закаспия и сопредельных территорий Средней Азии. В сб.: «Биостратиграфия и палеонтология мезозойского обрамления Каспийского моря и сопредельных районов». М., 1965.

Борисьяк М. А. Стратиграфия силура южной окраины Карагандинского бассейна и Северного Прибалхашья. Тр. совещания по унификации стратиграф. схем, т. 1, 1960.

Борисьяк М. А., Ковалевский О. П., Николаева Т. В. К стратиграфии силура хребта Чингиз. Тр. ВСЕГЕИ, инф. сб. № 42, 1961.

Боровиков Л. И., Крыськов Л. Н. Кембрийские отложения в горах Кендыктас (Южный Казахстан). «ДАН СССР», 1963, т. 151, № 3.

Ворукаев Р. А. и Ляпичев Г. Ф. К стратиграфии докембрия Центрального и Южного Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1959, вып. 2(35).

Братцева Г. М. Палинологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. М., «Наука», 1969.

Бродский А. А. Основы гидрогеохимического метода поисков сульфидных месторождений. М., «Недра», 1964.

Крокау А. Геологические и минералогические условия цинкового района Восточного Теннесси. В сб.: «Геология и парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка». М., ИЛ, 1953.

Бубличенко Н. Л. Новая стратиграфическая схема девонских отложений Северо-Восточного Казахстана. «ДАН СССР», 1945, т. XVII, № 5.

Бувалкин А. К., Жаймин М. И. Алакольский угленосный район. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1958, вып. 1 (30).

Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. В сб.: «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Тр. ГИН АН СССР, вып. 80, 1963.

Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). Тр. ГИН АН СССР, вып. 104, 1964.

Буртман В. С. О горизонтальных складках. «Геотектоника», 1968, № 2.

Буш В. А. О положении северной границы каледонид в Юго-Восточном Казахстане. «Вестн. МГУ», 1962, № 3.

Буш В. А., Дмитриева В. К., Филатова Н. И. Структурное положение, история развития и строение Джунгарского разлома. «Геотектоника», 1968, № 3.

Вассоевич Н. Б. К методике изучения конгломератов (применительно к молассам). В сб.: «Литология кайнозойских моласс Средней Азии», т. 11. М., 1948.

Вассоевич Н. Б. Крупнообломочные породы. В сб.: «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. II. М., 1958.

Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. «Региональная стратиграфия СССР», 1952, т. 1.

Вдовенко М. В. К вопросу о стратиграфическом распространении фораминифер в нижнем карбоне Центрального Казахстана. В сб.: «Материалы по геологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана и Забайкалья», т. 1, 1963.

Вдовенко М. В. Некоторые новые виды фораминифер из верхневизейских и нижненамюрских отложений юго-запада Центрального Казахстана. «Палеонтол. журнал», 1962, № 1.

Вебер В. Н. Геологические исследования в Фергане 1909—1910 гг. «Изв. Геол. комитета», 1910, т. XXIX, № 179.

Виноградова К. В. Спорово-пыльцевые комплексы юрских и нижнемеловых отложений Горного Мангышлака, Туаркыра, Большого Балхана и их стратиграфическое значение. В сб.: «Палеонтология и стратиграфия нефтегазоносных областей СССР». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Власов В. И. Новые данные по стратиграфии и угленосности мезозойских отложений Юго-Восточного Казахстана. «Вестн. АН КазССР», 1962, № 5.

Власов В. И. Особенности нижнекарбонového угленосления в Юго-Восточном Казахстане. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1968, № 5.

Власов В. И., Данилевский Г. В., Дуйсенгалиев Т. К. Чуйский угленосный район. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1967, № 4.

Власов Г. М. Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья. В сб.: «Палеовулканология и проблема рудных формаций». Алма-Ата, 1963.

Власов Г. М. О цикличности вулканических процессов. В сб.: «Вулканизм и геохимия его продуктов». М., «Наука», 1967.

Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально-измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность. М., «Недра», 1964.

Войтович С. В. Природа Джунгарского глубинного разлома. Тр. ГИН АН СССР, вып. 183, 1969.

Воробейчик А. А. Остатки млекопитающих из отложений аральской свиты на р. Аягуз. В сб.: «Мат. по истории фауны и флоры Казахстана», т. II. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Вулканогенные породы и методы их изучения. Под ред. В. А. Коптева-Дворякова. М., «Недра», 1967.

Габуния Л. К. Обайлинская фауна—древнейший комплекс ископаемых млекопитающих СССР. Сообщения АН ГрузССР, т. XXVII, № 6, 1961.

Галкевич Т. Замечания относительно взглядов М. М. Константинова на генезис Силезско-Краковских цинково-свинцовых месторождений. В сб.: «Геология рудных месторождений», № 1, 1965.

Генкина Р. З. Ископаемая флора и стратиграфия нижнемезозойских отложений Иссыккульской впадины (Сев. Киргизия). М., «Наука», 1966.

Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, «Наука», 1966.

Герасимов В. А. О следах древнего оледенения в Заилийском Алатау. В сб.: «Гляциологические исследования в период МГГ», вып. 1, 1961.

Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. В сб.: «Структура земной коры и деформация горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Гинзбург И. И., Росман Г. И. и др. Применение геохимических методов при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1966.

Головенко В. К. Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза распространения глиноземного сырья и древних россыпей. В сб.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., «Недра», 1966.

Горны Р. Очерк стратиграфии среднечешского силура. Труды II палеонт. сессии, 1959.

Гофман Е. А. Экология современных и новокаспийских остракод Каспийского моря. М., «Наука», 1966.

Гохтуев Г. В. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения. Киев, «Наукова думка», 1967.

Дворцова К. И. Кембрийские фосфоритоносные отложения в горах Кендыктас (Южный Казахстан). «ДАН СССР», 1958, т. 123, № 5.

Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. М., ИЛ, 1934.

Диаров А. В. Геологическое строение Таскоринского золоторудного месторождения. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1968, № 1.

Диденко-К и с л и ц и н а Л. К. Новые данные по стратиграфии кайнозоя и новейшей тектонике Джунгарского Алатау. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 2 (27). Алма-Ата, «Наука», 1964.

Диденко-Кислицина Л. К. Геоморфология, стратиграфия кайнозой и новейшая тектоника северо-восточной части Джунгарского Алатау. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 3 (28). Алма-Ата, «Наука», 1965.

Диденко-Кислицина Л. К. Кайнозой. В сб.: «Геология и металлогения Джунгарского Алатау». Алма-Ата, «Наука», 1966.

Долуханова Н. И. К вопросу о возможности использования химического состава подземных вод при геологическом картировании (на примере изучения химизма вод Памбакского хребта Армянской ССР). В сб.: «Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР». Ереван, АН Армянской ССР, 1956.

Дубатолова Ю. А., Спасский Н. Я. Стратиграфический и географический обзор девонских кораллов СССР. М., «Наука», 1965.

Дуров С. А. Синтез в гидрохимии. Ростов, 1961.

Евлятьева Н. С. К стратиграфии меловых и палеогеновых бокситоносных отложений Тургайского прогиба (по данным спорово-пыльцевого анализа). В сб.: «Геология Тургайского прогиба». Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 43, 1961.

Елисеев В. И. Кайнозойские аллювиальные отложения северо-восточной окраины Чуйской впадины. Тр. ГИН АН СССР, вып. 56, 1961.

Елтышева Р. С. О новом семействе палеозойских морских лилий. «Ежег. ВПО», 1957, т. XVI.

Жаймин М. И. Геологическое строение Алакольского угольного месторождения. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 3 (28). Алма-Ата, «Наука», 1965.

Жаймин М. И., Подколзин В. В., Рощин И. Н. Новое месторождение мезозойских углей в Восточном Казахстане. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1966, № 4.

Жариков В. А. Некоторые закономерности метасоматических процессов. В сб.: «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». М., «Недра», 1966.

Казанин Ю. И., Пигулевский Н. А., Шлыгин А. Е., Жуков П. К. Новые данные о складчатых структурах нижнепалеозойских рудовмещающих толщ Джунгарского Алатау. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1959, вып. 4 (37).

Казанин Ю. И. Некоторые особенности структурного контроля полиметаллического оруденения Текелийской металлогенической зоны. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 2 (27). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

Каплун Л. И., Рукавишников Т. В. Граница силура и девона в Северо-Восточном Прибалхашье. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1958, № 11.

Каплун Л. И. Новые данные о стратиграфии эйфельских отложений Северного Прибалхашья. «Сов. геол.», 1966, № 9.

Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1952, вып. 15.

Каюпов А. К., Казанин Ю. И. О мелких структурных формах в толщах чужеземного палеозоя Джунгарского Алатау. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1963, вып. 2 (53).

Каюпов А. К. Роль мелких структурных форм и выяснение геологического строения Текели-Коксуйского района (Джунгарский Алатау). В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 2(27). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

Келлер Б. М. Общий обзор стратиграфии ордовика Чу-Илийских гор. Тр. ГИН АН СССР, вып. 1, часть II, 1956.

Келлер Б. М. Стратиграфия ордовика Чу-Илийских гор. Тр. ГИН АН СССР, вып. 1, 1956.

Келлер Б. М. Граптолиты ордовика Чу-Илийских гор. Тр. ГИН АН СССР, вып. 1, 1956.

Келлер Б. М., Крылов И. Н., Негрей Е. В. Палеозой Западного Прибалхашья в районе пос. Мын-Арал. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1958, № 10.

Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1965, № 4.

Киселев А. К., Квятковский А. Р. Геологическое строение и металлогения Сусызкаринской и Балыктыкольской интрузий позднегерцинского комплекса Северного Прибалхашья. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 3 (28). Алма-Ата, «Наука», 1965.

Ким А. П. О филогенетических отношениях агетолитид и тециид. Табулято-морфные кораллы ордовика и силура СССР. Тр. I Всесоюзного симпозиума по изучению ископаемых кораллов, вып. 1. М., 1965.

Клааман Э. Р. Распространение ордовикских и силурийских табулят Эстонии (с описанием некоторых новых видов). Тр. ИГН АН Эстонской ССР, т. X, 1962.

Климочкин В. В., Климочкина Л. Ф. К вопросу о зависимости химического состава грунтовых вод от состава вмещающих пород. В сб.: «Рельеф и геологическое строение осадочного покрова Кольского полуострова». М.—Л., «Наука», 1961.

Князев И. И. Гидротермально-измененные карбонатные породы. В сб.: «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». М., Госгеолтехиздат, 1954.

Ковалев А. А. Эвапорационные рудопоявления урана в аридных районах. «Вести. АН КазССР», 1962, вып. 3.

Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Константинович Т. В. Новые данные о стратиграфии мезозойских отложений северо-западного Предчирчикского. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1964, № 4.

Коптев-Дворников В. С. Интрузивные комплексы гранитоидов палеозоя Бетпак-Далы. «Сов. геол.», 1959, № 3.

Коптев-Дворников В. С., Полковой О. С., Маркова Н. Г. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпак-Далы. Тр. ИГЕМ, вып. 44, 1960.

Копытова З. А., Уманская Е. Я., Палтова Н. М., Грязева А. С. Стратиграфия юрских, меловых и третичных отложений южной части Иртышской синеклизы. Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Кораллова В. В. Изменение флоры и растительности в палеогене на территории Украины. В сб.: «Значение палинологического анализа и палеофлористики». М., «Наука», 1966.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». М., Изд-во АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Режим кислотности постмагматических растворов. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1957, № 12.

Королев В. Г. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. В сб.: «Мат. по геол. Тянь-Шаня», вып. 3. Фрунзе, 1962.

Костенко Н. Н. Стратиграфия кайнозоя Юго-Восточного Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1964, № 2.

Кошкин В. Я. К вопросу о стратиграфическом положении саякской свиты. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1962, № 5.

Кошкин В. Я. Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья. Тр. Лабор. палеовулканологии АН СССР, вып. 1. Алма-Ата, 1963.

Кошкин В. Я. Роль продольного сдвигания в образовании тектонических структур земного шара. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1965, № 9.

Кошкин В. Я. Центральное-Казахстанский сдвиг. «Геотектоника», 1969, № 1.

Красилова И. Н. Стратиграфия и палеогеография верхов силура и нижнего девона Северо-Восточного Прибалхашья. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Куденко А. А., Стеценко В. П. Сырьевая база цветной металлургии Южного Казахстана. Доклад на Объединенной научной сессии по производительным силам Южного Казахстана. Тезисы. Алма-Ата, 1965.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.

Кузнецова Т. А. Пыльца и споры эоценовых отложений Среднего Поволжья. «ДАН АН СССР», 1966, т. 168, № 5.

Купер Ж. Р. и Хафф Л. С. Геологические исследования и опыт геохимической разведки в Джонсоне, Аризона. В сб.: «Геохимические методы поисков рудных месторождений». М., ИЛ, 1954.

Кушев Г. Л. Карагандинский угленосный бассейн. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.

Лавров В. В. Континентальный палеоген-неоген арало-сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.

Литвинович Н. В., Мартынова М. В. О намюрском ярусе в западной части Центрального Казахстана. «Сов. геол.», 1960, №11.

Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М., «Наука», 1966.

Ляпичев Г. Ф. Некоторые особенности геологического картирования основных и ультраосновных интрузий Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1956, вып. 24.

Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпак-Далы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 62, 1961.

Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения оптических свойств и геологическое распределение. Тр. Лабор. геол. рудных месторождений, петрограф., минер. и геохим. АН СССР, вып. 78, 1962.

Михайлов Н. П. Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1955, № 1.

Михневич И. П. и Нилова Н. В. Караэспинский горизонт верхнесилурийских отложений в Центральном Казахстане. В сб.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана», 1965.

Монич В. К. Аюртоклаз в магматических породах Казахстана. В сб.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Муди Дж. Д., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. В сб.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ, 1960.

Мурсалимов Х. И., Орлов А. И. Некоторые вопросы контроля полиметаллического оруденения в Текелийском районе. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 2(27). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

Мушкетов Д. И. Физическая геология М., ОНТИ—НКТП, 1935.

Жуков П. К., Казанин Ю. И., Каюпов А. К., Мурсалимов Х. И., Пигулевский Н. А., Шлыгин А. Е. Основные черты геологии и металлогении Коксу-Текелийского района Джунгарского Алатау. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1962.

Заклинская Е. Д. Принципы палеофлористического обоснования расчленения кайнозойских отложений Казахстана и прилегающих частей Западно-Сибирской низменности. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1958, № 10.

Заклинская Е. Д., Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. Тр. ГИН АН СССР, вып. 74, 1963.

Залесский М. Д. (Zalessky M. D.). О девонских растениях восточного склона Урала и Кузнецкого бассейна (Sur les vegetaux devoniens du versant oriental de l'Oural et du bassin de Kousnetzky). Palaeophytographica. М., Изд-во АН СССР, 1937.

Ильясов М. А., Скляренок Л. М., Стеркин В. Д. Конуроленьский разлом. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 2 (27). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

Исаева М. Д. Гидротермально-измененные породы и оруденение Архарлинского месторождения. В сб.: «Проблемы палеовулканологии». Тр. Лабор. палеовулканологии АН СССР, вып. 1. Алма-Ата, 1963.

История нижнемезозойского угленакпления в Казахстане. Тр. ГИН АН СССР, вып. XX, ч. II, 1961; ч. III, 1963.

Калесник С. В. О континентальных отложениях северных предгорий Джунгарского Алатау. «Изв. ГГРУ», 1930, т. 50, вып. II.

Мушкетов И. В. Туркестан. Геологическое и орографическое описание, т. I, 1906; т. II, 1915.

Мяниль Р. М. Фаунистическая характеристика поркунского горизонта. Тр. ИГН АН СССР, вып. X, 1962.

Набоко С. И. Изменение пород в зонах активного вулканизма. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13, М., 1958.

Набоко С. И. Метасоматизм пород и вертикальная зональность в областях современного магмопроявления. В сб.: «Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании». М., «Недра», 1966.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты СССР. М., «Недра», 1964.

Наковник Н. И. Вулканогенно-метасоматическая формация вторичных кварцитов СССР и полезные ископаемые, связанные с ней. В сб.: «Рудоносность вулканогенных формаций». М., «Недра», 1965.

Недовизин А. А. Ванاديеносные отложения Чу-Илийских гор. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1963, вып. 6 (57).

Недовизин А. А. Докембрий и кембрий Чу-Илийских гор и юго-восточной Бетпак-Далы. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1963, вып. 3(54).

Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. Тр. ГИН АН СССР, вып. 45, М., 1960.

Николаев В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1953, № 2.

Обручев В. А. Юные движения на древнем темени Азии. «Природа», 1922, № 8—9.

Обручев В. А. Очерки по истории геологических знаний, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Палеопалинология, т. II. Комплексы спор, пыльцы и других растительных микрофоссилий, характерные для отложений различных стратиграфических подразделений верхнего докембрия — голоцена СССР. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 141, 1966.

Палец Л. М. Стратиграфия отложений ордовика северо-западного окончания Чу-Илийских гор (район лога Каратал). В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 3(28). Алма-Ата, «Наука», 1965.

Панова Л. А. Палеогеновые комплексы спор и пыльцы южной части Западно-Сибирской низменности и их значение для стратиграфии. Автореферат диссертации, 1967.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1956, № 1.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В сб.: «Структуры земной коры и деформация горных пород». М., Изд-во АН СССР, 1960.

Пейве А. В. Стратиграфия и возраст древних свит Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1962, № 3.

Пелипенко Ю. М. О результатах сопоставления спорово-пыльцевых комплексов сумской свиты и эталонного разреза лузановской свиты (с. Лузановка). «ДАН АН СССР», 1966, т. 170, № .

Перекалина Т. В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л., Изд-во ЛГУ, 1966.

Перекалина Т. В., Розенкранц А. А., Тащинина М. В. Развитие герцинского магматизма и вулканоплутонические формации Центрального Казахстана. В сб.: «Мат. симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности». Алма-Ата, «Наука», 1966.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа Тянь-Шаня. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Покровская И. В. Условия формирования руд свинцово-баритового месторождения Туук. В сб.: «Вопросы минералогии и геохимии месторождений Казахстана». Тр. ИГН АН КазССР, т. 7, 1963.

Полумискова Л. А., Терехова Е. К., Бляхова С. М., Пономаренко З. К. Смена флор в верхнемеловое и палеогеновое время на территории Казахстана. В сб.: «Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики». М., «Наука», 1966.

Портнягина Л. А. Особенности раннепалеогеновой флоры Карпат. В сб.: «Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики». М., «Наука», 1966.

Постановление Межведомственного стратиграфического комитета и решения его постоянных стратиграфических комиссий. Вып. 7. М., 1965.

Просвирякова З. П. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения юрских угленосных отложений Азиатской части СССР. М. — Л., «Наука», 1961.

Пыльца и споры Западной Сибири. Прапалеоцен. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 177, 1961.

Пятков К. К., Пяновская И. А., Бухари А. К., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, «Фан», 1967.

Радченко Г. П. Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР, ч. 1. М., Гостеолтехиздат, 1960.

Радченко М. И. и Кошкин В. Я. Новые данные о стратиграфии и флоре каменноугольных и пермских отложений Северо-Восточного Прибалхашья. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 3 (28). Алма-Ата, «Наука», 1965.

Раузер-Черноусова Д. М. Материалы к фауне фораминифер каменноугольных отложений Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 66, № 21, 1948.

Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1958.

Рейнгартен А. П. Герцинские структурно-фациальные зоны Восточного Прибалхашья. «Сов. геол.», 1958, № 4.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962, вып. 19. Л., ВСЕГЕИ, 1965.

Розман Х. С. Новый раннепалеозойский род Селенняхинского кряжа (северо-восток СССР). «Палеонтол. журнал», 1967, № 2.

Рукавишникова Т. В. Брахиоподы ордовика Чу-Илийских гор. Тр. ГИН АН СССР, вып. 1, 1956.

Рукавишникова Т. В., Салин Б. А. Новые данные по стратиграфии ордовика гор Кендыктас. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 3(28). Алма-Ата, «Наука», 1965.

Русаков М. П., Сатпаев К. И. Металлогенические особенности и закономерности в проявлении и эндогенной концентрации в недрах Центрального Казахстана. В сб.: «Мат. научн. сессии по металлогеническим и прогнозным картам». Алма-Ата, 1955.

Русаков М. П., Покровская И. В. Полиметаллическое месторождение Туук в Кетменском хребте. «Сов. геол.», 1959, № 6.

Рыцк Б. И. О возрасте некоторых древних толщ в районе гор Кендыктас, Чу-Илийских и Юго-Западного Прибалхашья. Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 33, 1960.

Рымыусокс А. К. Стратиграфия и палеогеография Эстонской ССР. В сб.: «Стратиграфия и корреляция ордовика и силура». Международный геологический конгресс, XXV сессия, доклады советских геологов, проблема 7. М., 1960.

Самсонов С. К. Новые данные о верхнемеловой флоре Каратау. В сб.: «Биостратиграфия мезо-кайнозой нефтегазоносных областей юго-востока СССР». М., 1964.

Сваричевская З. А. Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его преобразования. Л., Изд-во ЛГУ, 1961.

Сваричевская З. А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ, 1965.

Саркисян С. Г., Климова Л. Т. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. 1955.

Сатпаев К. И., Жилинский Г. Б. Металлогения Казахстана. В сб.: «Вопросы геологии Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1964.

Севрюгин Н. А., Лившиц М. Б., Синдин И. К. Геологическое строение юго-западной части Зайсанской эвгеосинклинали. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 3 (28). Алма-Ата, «Наука», 1965.

Сенкевич М. А. Новые данные о флоре среднего девона Северного Казахстана. «ДАН АН СССР», 1956, т. 106, № 2, стр. 342—344.

Сенкевич М. А. Описание флоры девона Казахстана. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана», вып. 1, 1961, стр. 115—211.

Синицын Н. М. О возрасте древних денудационных поверхностей в Западном Тянь-Шане и Алтае. «Изв. ВГО», 1948, т. 80, вып. 1.

Соколов Б. С. Табуляты палеозоя Европейской части СССР, ч. II. Силур Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, вып. 52, 1951.

Соколов Б. С. Биостратиграфический и биогеографический обзор табулято-морфных кораллов палеозоя СССР. «Геол. и геогр.», 1962, № 10.

Соколов Б. С., Алихова Т. Н., Келлер Б. М., Никифорова О. И., Обут А. М. Стратиграфия, корреляция и палеогеография ордовика СССР. Международный геологический конгресс, XXI сессия, доклады советских геологов, проблема 7. М., 1960.

Спасский Н. Я. Девонские и четырехлучевые кораллы Рудного Алтая. Вып. 3. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Стеркин В. Д., Ковалевский А. Ф. Верхнепермская вулканическая формация правобережья реки Баканас (Северное Прибалхашье). В сб.: «Мат. симпозиума по вулcano-плутоническим формациям и их рудоносности». Алма-Ата, «Наука», 1966.

Стукалина Г. А. К методике изучения и сборам ископаемых остатков стеблей морских лилий. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Алтая и Казахстана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 111, 1964.

Стукалина Г. А. О таксономическом значении стеблей древних морских лилий. «Биостр. сборник», нов. серия, т. 115, вып. 1, 1965.

Стукалина Г. А. О принципах классификации древних морских лилий. «Палеонтол. журнал», 1966, № 3.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.

Татарская В. В. Раздоломочивание и связанные с ним вопросы. «Вестн. ЛГУ», 1953, № 1.

Тимуш А. В. К стратиграфии палеогена и неогена центральной части Илийской впадины. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 3(28). Алма-Ата, «Наука», 1965.

Тимуш А. В. К стратиграфии континентального олигоцена Западной Бетпак-Далы. «Изв. АН КазССР, серия геол.», № 3, 1966.

Токмачева С. Г. Силурийские образования окрестностей полуострова Аккерме (Западное Прибалхашье). В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 3 (28). Алма-Ата, «Наука», 1965.

Трусова И. Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана. Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, 1958.

Турутанова-Кетова А. И., Фадеева И. З. Материалы к изучению юрской флоры Ленгерского месторождения угля. В сб.: «Угленосные формации некоторых регионов СССР». М. — Л., Изд-во АН СССР, 1961.

Филатова Н. И., Буш В. А. Герцинские геосинклинальные структуры Джунгарского Алатау. «Геотектоника», 1965, № 3.

Философов В. П. К вопросу о геологической классификации поверхностей выравнивания. В сб.: «Проблемы поверхностей выравнивания». М., «Наука», 1964.

Фрейд Г. М., Исаева И. Д. Минеральные фации, метасоматическая зональность и генезис вторичных кварцитов и пропилитов Южной Джунгарии. В сб.: «Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций». Труды Лабор. палеовулканологии АН СССР, вып. III. Алма-Ата, 1964.

Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. М., Изд-во МГУ, 1965.

Хабаков А. В. Об индексах окатанности галечников. «Сов. геол.», 1946, сб. 10.

Хайн В. Е., Милановский Е. Е. Основные черты современного рельефа земной поверхности и неотектоника. Типы мегарельефа материковых массивов. «Бюлл. МОИП, отдел геол.», 1956, т. XXXI (3).

Хан В. Е. Некоторые основные вопросы современной геотектоники. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1957, № 2.

Хиллс Е. Ш. Структурная геология. М., ИЛ, 1967.

Чекалова К. А. Гидротермальные изменения вмещающих пород свинцово-баритового месторождения Тукок. В сб.: «Вопросы минералогии и геохимии месторождений Казахстана». Тр. ИГН АН КазССР, т. 7, 1963.

Чекалова К. А., Покровская И. В. Первичные ореолы рассеяния на месторождении Тукок. Тр. ИГН АН КазССР, т. 15, 1966.

Чиркова-Залеская Е. Ф. Деление терригенного девона Урало-Поволжья на основании ископаемых растений. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1946, № 1.

Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1947, № 5.

Шатский Н. С. Мезокайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности. Сб., посвященный памяти акад. А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Шахмендес В. А. О флористических связях севера Западной Сибири и Европы в раннем эоцене. В сб.: «К методике палеопалинологических исследований». Л., 1966.

Шевченко Т. В. Морские лилии из верхнесилурийских и нижнедевонских отложений Юго-Западного Тянь-Шаня и их стратиграфия. Тр. Упр. геологии Совета Министров Таджикской ССР. Палеонтология и стратиграфия, вып. 2, 1966.

Шлыгин А. Е. О возрасте Южно-Джунгарского антиклинория. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 1 (26). Алма-Ата, 1962.

Шлыгин А. Е. О возрасте формирования и характере Южно-Джунгарского антиклинального сооружения. В сб.: «Мат. по геол. и полезн. ископ. Ю. Казахстана», вып. 2 (27). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

Шнейдер Г. Ф. О стратиграфическом значении представителей рода *Mediocypripis* (*Ostracoda*) для пресноводно-соленовато-водных отложений миоцена. В сб.: «Ископаемые остракоды». Киев, «Наукова думка», 1966.

Шохов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., «Наука», 1964.

Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М., ОГИЗ, 1948.

Щерба Г. Н., Лаумулин Т. М., Гаек О. М., Большаков Н. И., Масгутов Р. В., Жуков М. И., Сериков Л. И. Геология и металлогения Северо-Западного Прибалхашья. Алма-Ата, «Наука», 1968.

Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. М., Изд-во СССР, 1941.

Яковлев Н. Н. О находке лоболитов в СССР и о биологическом значении их. «Ежег. ВПО», 1953, т. XIV.

Янишевский Е. М., Григорян С. В. и др. Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Ярмоленко А. В. Верхнемеловая флора Северо-Западного Каратау. Тр. Ср.-Аз. гос. ун-та, серия VIII-в. Ботаника, вып. 28, 1935.

Ярошенко О. М. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Arnold C. A. Observations on fossil plants from the Devonian of eastern North America. Contrib. from the Mus. of Paleont. University of Michigan, vol. V, № 7, 1937, p. 75—78.

Barrande J. Systeme silurien du centre de la Boheme, vol. VIII, 1899, p. 2.

Berlin Kl. Bergbau, Huttenweisen und Montangeol., n 2, 1964.

Quenstedt F. A. Petrefactrnkunde Deutschlands. Abt. I, Bd. 4, 1874—1876.

Delpuy G. Description d'un nouveau Crinoide du Devonien français *Bothyocrinus montis-gugonensis*. «Bull. Soc. Geol. de France», t. 12, fasc. 1—2—3, 5 serie, 1942.

Feth J. H. Chemical characteristics of waters from selected monolithologic terranes. «Bull. Geol. Soc. America», 71, n 12, 1960.

Hollard H. Precisions sur la stratigraphie et la repartition de quel ques especes importantes du Silurien superieur et de l'Eodevonien du Maroc presaharien. Mem. Bureau rech. geol. et minieres № 33, 1965.

Goeppert H. R. Fossile Flora des Ubergangsgebirges. Breslau und Bonn., s. 1—293, 1852.

Crierson J. D. and Banks H. P. Lycopods of the Devonian of New-York State. Palaeontographica Americana, vol. IV, № 31, s. 240—253, 1963.

Krausel R. and Weyland H. Gilboaphyton and die Protolepidophytales. Senckenb., b. 30, № 1/3, s. 129—152, 1949.

Laeger H. Der gegenwartige Stand der stratigraphischen erforschung des thuringer Sillur. Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss.

Machatschek-Landeskunde von Russisch Turkestan. Studgart, 1921.

Opik A. Das Ostbaltische Kambrosulur. Sonderdruck sasa S. v. Bubnoff. Fennosarmatia. Akad. Verlag, Berlin, 1952.

Pumpelly, Davis, Huntington. A journey across Turkestan. Publ. Carnegie Inst., v. I, 1905, v. II, 1908.

Schmidt W. Exursion to the cores of the Remscheid and Ebbe Anticlinoria (Symposium on the Silurian-Devonian Boundary and Stratigraphy) Bonn-Bruxellus, 1960.

Spjeldnaes N. The Sil. ordovician border in the Oslo district. Norsk. Geol. Tidsskrift., bd. 37, 1937.

Спасов Хр. Горният Лудлоу с *Monograptus hersynicus* и границата му с девона при с. Станьовци, Пернишко. Списание Българогеол. дружество, 24, № 2, 1963.

Treatise on Invertebrate Paleontology p. H Brachiopoda. Geol. of Soc. America, 1959.

УДК 551(574.5)

Итоги геологической деятельности поисково-съёмочной экспедиции за 20 лет. Ж а й м и н М. И. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 3—6.

Излагаются итоги и ближайшие задачи работ поисково-съёмочной экспедиции Южно-Казахстанского геологического управления.

УДК 551.732(574.51+574.52)

Новые данные о стратиграфии кембрийских отложений Чу-Илийских и Кендыктасских гор. С а л и н В. А., К и ч м а н Э. С. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 7—20.

Излагаются материалы по стратиграфии кембрийских отложений Чу-Илийских и Кендыктасских гор, приводится общий стратиграфический разрез и его сопоставление с ранее существовавшими схемами расчленения кембрийских отложений, доказывається единство геологического развития Кендыктасских и Чу-Илийских гор в кембрийское время. Илл. 5, табл. 1.

УДК 552.512(574.52)

К характеристике конгломератов дуланкаринской свиты верхнего ордовика Джалаир-Найманского прогиба (Чу-Илийские горы). П а л е ц Л. М. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4 (29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 21—27.

На основании изучения петрографического состава обломочного материала конгломератов дуланкаринской свиты верхнего ордовика, их гранулометрического состава и морфологических особенностей окатышей дается расшифровка основных черт строения области сноса и условий осадконакопления. Илл. 5.

УДК 551.733.1+733.3

Граница ордовикской и силурийской систем в Чу-Илийских горах. П о л т а в ц е в а Н. В., Р у к а в и ш н и к о в а Т. Б. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 28—38.

Приводятся новые данные о пограничных слоях ордовика и силура в Чу-Илийских горах. Детально описываются разрезы переходных отложений с комплексами фауны. Доказывается ашгильский возраст улькунтасского горизонта, ранее относимого к силуру. Граница ордовика и силура проводится по кровле улькунтасского горизонта. Илл. 2, табл. 1.

УДК 551.733.1+733.3

Стратиграфия нижнесилурийских отложений Чу-Илийских гор. Р у к а в и ш н и к о в а Т. В., Т о к м а ч е в а С. Г., С а л и н В. А., С е в р ю г и я Н. Н., Т и м у ш А. В. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 39—51.

Нижнесилурийские отложения, широко развитые в Чу-Илийских горах, образовались в унаследованных от ордовика прогибах и залегают согласно на породах ашгиллия. По литологическим признакам они разделены на две свиты: саламатскую и койчинскую, возраст которых установлен по комплексу фауны. Илл. 2.

Стратиграфическое значение морских лилий в верхнем ордовике, силуре и нижнем девоне Центрального Казахстана. Стукалина Г. А. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 52—62.

Приведены комплексы морских лилий, которые позволяют проводить корреляцию разновозрастных отложений Центрального Казахстана. Устанавливается сходство морских лилий Центрального Казахстана с морскими лилиями Сибири, Подолии, Средней Азии, Дальнего Востока. Табл. 1.

УДК 551.733.3+734.1(574.5)

О возрасте коктаасской свиты в Юго-Западном и Западном Прибалхашье. Токмачева С. Г. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 63—69.

Рассмотрено строение разрезов коктаасской свиты, которая имеет дву- или трехчленное строение. Доказывается верхнесилурийский возраст ее нижней границы и нижнедевонский — верхней. Илл. 1.

УДК 551.734.3:56(11)

Средний девон Северного Прибалхашья. Каплун Л. И., Сенкевич М. А. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 70—84.

Изложена стратиграфия отложений среднего девона Северного Прибалхашья с послойным описанием разрезов. Отложения среднего девона подразделены на казахский, бесобинский и айдарлынский горизонты. Установлено изменение характера разрезов по простиранию, приведены комплексы фауны и флоры, характерные для каждого горизонта. Илл. 4.

УДК 551.21+551.735.9(574.3)

О возрасте верхнепалеозойских вулканических отложений Северо-Западного Прибалхашья. Кошкин В. Я. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 85—87.

Приводятся новые данные, касающиеся возраста позднепалеозойских вулканитов Северо-Западного Прибалхашья, ранее относимых к среднему — верхнему карбону. Проводится сопоставление их с отложениями кызылкармысской свиты Северо-Восточного Прибалхашья.

УДК 561.381

Новые девонские плауновидные. Сенкевич М. А. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 88—92.

Установлена принадлежность широко распространенного в Казахстане среднедевонского *Gilboaphyton goldringiae* Arnold к новому роду и виду *Artschaliphyton unicum*. Описано впервые встреченное в девоне новое плауновидное с листовым рубцом, расположенным в нижней половине листовых подушечек. Илл. 1.

Стратиграфия и фораминиферы намюрского яруса Южной Бетпак-Далы и Чуйской впадины. Марфенкова М. М. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 93—101.

Излагаются стратиграфические и палеонтологические данные о намюрском ярусе. Послойно описываются разрезы морских отложений северного борта Кызылтузской мульды и Чуйской впадины, приводится комплекс характерных видов фораминифер, брахиопод и мшанок. Комплекс фораминифер сопоставляется с одновозрастными фораминиферами белеутинского горизонта Джезказганской впадины. Табл. 1, илл. 2.

УДК 551.761.4.551.762.11.12.13.21.561(574.4)

Новые данные о стратиграфии и угленосности нижнемезозойских отложений Северо-Восточного Прибалхашья. Мясников А. К., Толочко В. В., Сакулина Г. В., Орловская Э. Р. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 102—110.

Впервые по флоре и спорово-пыльцевому анализу в толще, ранее относимой условно к верхнему триасу, выделены осадки рэта, нижнего лейаса, среднего — верхнего лейаса и нижнего доггера. Сопоставимость разрезов нижнемезозойских отложений Северо-Восточного Прибалхашья с одновозрастными угленосными образованиями Карагандинского бассейна позволяет надеяться на возможность выявления промышленных концентраций угля в районе. Илл. 2.

УДК 56(116.2)561(574.5)

Спорово-пыльцевые комплексы нижнемезозойских отложений Ленгер-Кельтемашатского района. Сакулина Г. В. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 111—115.

Приведены результаты изучения спорово-пыльцевого состава нижнемезозойских отложений Ленгерского и Кельтемашатского бурогольных месторождений. Описаны комплексы рэт-лейасового, позднейлейасового, ааленбайосского и батского времени; приведена палеогеографическая обстановка нижнемезозойского времени.

УДК 550.86(574)•1968•

Корреляция меловых и палеогеновых отложений Казахстана по данным палеопалинологии. Пономаренко З. К., Бляхова С. М., Байбулатова Р. Б., Терехова Е. К., Сакулина Г. В., Полумискова Л. Ш., Перфильева А. Р., Нестерова Е. В., Кальменова А. Х., Погодаева Т. В., Филиппова Н. И., Ларионова Г. В. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 116—130.

Изложены результаты палеопалинологических исследований мезозой-кайнозойских отложений Казахстана. Изучены спорово-пыльцевые комплексы из готерив-барремских, аптских, нижне-, средне-верхнеальбских, сеноманских, нижне- и верхнетуронских, коньяк-сантон-кампанских, маастрихтских, дат-палеоценовых, палеоценовых, нижне-, средне- и верхнеэоценовых отложений. Анализ систематического состава комплексов и закономерностей их изменения позволил провести корреляцию указанных осадков, увязать отдельные местные стратиграфические схемы. Илл. 1, табл. 2.

Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений Западной Бетпак-Далы. Никитин Е. А., Костенко Н. Н., Ляджина К. А. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 131—139.

Приводятся распространение, краткая литологическая и минералогическая характеристика, условия осадконакопления отложений верхнего мела, олигоцена Западной Бетпак-Далы. Возраст отложений обоснован фауной и флорой. Рассматривается вопрос о возрасте морских отложений, развитых у солончака Вуралкенынтуз. На основании послынных сборов фауны моллюсков установлены два разновозрастных горизонта: среднеэоценовый и верхнеэоценовый. Илл. 3.

УДК 551.78(574.5)

Новые данные о стратиграфии палеогеновых отложений Джунгарского Алатау. Диденко-Кислицина Л. К., Бирюков М. Д., Байбулатова Р. Б. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 140—149.

Рассматриваются вопросы стратиграфии палеогена и впервые приводятся данные о присутствии эоценовых отложений в Джунгарском Алатау. Возраст обоснован костными остатками и комплексом спор и пыльцы. Илл. 4.

УДК 551.78.42.43+564(574.55)

Стратиграфия и моллюски среднего и верхнего эоцена западной части Чу-Сарысуейской впадины. Ляджина К. А. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 150—153.

На основании изучения комплексов моллюсков среднего и верхнего эоцена приводятся некоторые палеогеографические сведения и условия формирования осадков этого времени.

УДК 551.78(574.41)

Эоцен-плиоценовые отложения средней части бассейна р. Аягуз. Толчок В. В., Аубекерова П. А. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 154—160.

Эоцен-олигоценовые отложения выделены впервые на основании изучения переотложенных костных остатков. В аральской свите изучены костные остатки и остракоды, в павлодарской — остракоды и единичные зерна пыльцы. По положению в разрезе впервые в районе условно выделены илийская и хоргоская свиты. Илл. 1.

УДК 551.782.1(574.5)

Миоцен Восточных Кызылкумов. Савинова А. П., Костенко Н. Н., Ляджина К. А., Мартынова М. Я., Нижегородова В. П. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 161—164.

Приводятся новые данные о расчленении красноцветной глинистой толщи Восточных Кызылкумов, где была выявлена различная фауна, позволившая стратиграфически расчленить вмещающие ее отложения. В красноцветной глинистой толще были выделены нижний, средний и верхний миоцен. Установлено, что в описываемом районе отсутствуют осадки олигоцена, а миоценовые отложения ложатся на стратиграфически различные горизонты верхнего эоцена. Дается краткий анализ палеогеографии этого времени. Илл. 2.

Возраст отложенный древней долины р. Аягуз. Меньшиков С. Ф. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 165—166.

Рассматривается совместное нахождение на р. Аягуз остатков эоценовых и миоценовых позвоночных и среднемиоценовых остракод. Делается вывод о среднемиоценовом возрасте пестроцветов.

УДК 551.72(574.5)

Некоторые доказательства докембрийского возраста ультраосновных пород Чу-Балхашского пояса. Токмачева С. Г., Палец Л. М. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 167—169.

Приводятся данные о взаимоотношениях ультрабазитов с отложениями ордовика и кембрия, позволяющие рассматривать ультрабазитовые интрузии как докембрийские. Илл. 1.

УДК 55(1.9)(574.5)

О возрасте ультраосновных пород Чу-Балхашского пояса и их месте в общей истории развития района. Салин Б. А., Кичман Э. С. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 170—173.

На основании строгой пространственной и структурной приуроченности массивов ультраосновных пород к диабазо-спилитовой ащисуйской свите делается вывод о близости времени их становления и о доскладчатом внедрении ультрабазитов в конце верхнего кембрия. Формирование эффузивного и интрузивного комплексов связывается с крупными тектоническими движениями, завершающими начальный этап развития геосинклинали.

УДК 551.733.1:552.321.5+552.321.6(574.52)

О нижнеордовикском возрасте ультраосновного комплекса Чу-Балхашского гипербазитового пояса. Топорова Р. П., Коробкин А. П., Мухамедгалиева И. Ж. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 174—175.

Рассмотрен вопрос о возрасте интрузий, высказано предположение о возможности разновозрастных интрузий и разделении их на два самостоятельных комплекса. Установлено, что возраст интрузий не древнее верхнего кембрия — нижнего ордовика.

УДК 55.551.226.552.333.1

Эйфельские субвулканические и субинтрузивные образования Юго-Восточной Бетпак-Далы. Шувалов С. Я. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 176—182.

Описаны эйфельские субвулканические и субинтрузивные образования Юго-Восточной Бетпак-Далы, их морфология, генезис, петрохимия, метаморфизм и металлогенная специализация. Илл. 2, табл. 2.

УДК 551.21:22

Основные черты орогенного магматизма Прибалхашско-Илийского вулканического пояса (на примере Северо-Восточного Прибалхашья и Южной Джунгарии). Азбель К. А., Борукаева М. Р., Ковалевский А. Ф., Стеркин В. Д. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 183—192.

Дается сопоставление вулканитов Илийского и Баканасского синклинория на основе выявленного гомодромного циклического развития вулканических процессов. Рассматриваются некоторые вопросы интрузивного магматизма и петрохимии. Илл. 3, табл. 1.

УДК 55+552.312+552.321.1(322.1.3.7+552.331.1)332/2(574.4)

Интрузивные комплексы западной части Баканасского синклинория (Северо-Восточное Прибалхашье). Стеркин В. Д., Ковалевский А. Ф. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 193—214.

Рассматривается геологическая позиция, структурное и возрастное положение, петрографические и петрохимические особенности пяти позднепалеозойских интрузивных комплексов, сформировавшихся на орогенном этапе развития геосинклинали. Приводятся данные о их генетической связи с позднепалеозойскими вулканитами. Илл. 2, табл. 6.

УДК 552.313(574.3)

Дайки сложного строения в Северном Прибалхашье. Киселев А. К. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 215—219.

В зависимости от условий формирования даек сложного строения выделен ряд генетических типов, обладающих различным внутренним строением. Илл. 4.

УДК 552.11

Статистические параметры распределения петрогенных элементов как индикаторы условий кристаллической магмы. Абдрахманов К. А., Утегенов С. М., Компанейцев В. П. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 220—224.

Показаны возможности выделения формационных типов магматических пород по различию в значении статистических параметров распределения породобразующих окислов. Табл. 2.

УДК 551.342.6(574.5)

Западно-Джунгарский (Солдатский) сдвиг. Никитченко И. И. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 225—240.

Дана краткая характеристика Солдатского сдвига, а также структур сжатия, растяжения и сдвига, находящихся в зоне разлома. Подчеркнута ведущая роль сдвиговых деформаций в формировании S-образных флексурных изгибов и мелких складок с крутыми шарнирами, широко развитых в зоне сдвига. Подтверждается решающее влияние Западно-Джунгарского разлома на положение Коксу-Текелийского рудного района и локализацию в его пределах рудных месторождений. Анализ сдвиговой природы Западно-Джунгарского и Текели-Усекского разломов позволяет наметить ряд перспективных участков для поисков полезных ископаемых. Илл. 3.

УДК 551.243(574.5)

Основные черты геологической истории Южно-Джунгарского разлома. Скринник Л. И., Смирнов А. В. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 241—245.

Характеризуются морфологические особенности Южно-Джунгарского разлома и основные этапы его развития в среднем палеозое. Перемещения вдоль разлома, отразившиеся в смене фаций на прилегающих территориях, отмечены в силуре, раннем девоне и середине карбона. В общем этот разлом менее активен, чем другие швы краевого вулканического пояса. Илл. 1.

Альпийский тектогенез в Южном Казахстане. Костенко Н. Н. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29) Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 246—258.

Кратко освещается история изучения молодых тектонических движений на территории Казахстана. Рассматривается пенеппен как стратиграфическая поверхность и некоторые тектонические термины. Освещаются наиболее крупные структуры Южного Казахстана и фазы альпийского тектогенеза. Илл. 1.

УДК 551.243

О происхождении горных озер в бассейнах рек Иссык и Большой Алматинки и их селезащитной роли. Куликовский К. Т. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 259—271.

Геологическими и геофизическими исследованиями установлено, что плотины у озер Иссык и Б. Алматинском являются скальными, сложены палеозойскими породами, залегающими структурно, но раздробленными густой сетью тектонических нарушений и трещин. Оба озера рассматриваются как тектонические или же возникшие при такой форме деформации, при которой вдоль склона сползает крупный тектонический блок. Необходимой и срочной мерой селезащиты считается восстановление плотины оз. Иссык, с помощью которой можно зарегулировать речной сток и остановить процесс регрессивного врезания русла. Илл. 1, табл. 1.

УДК 550.42(5.745)

Особенности химического состава руд проявлений меди, свинца и цинка Южного Казахстана. Стеценко В. П. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 272—274.

По данным химического состава руд проявлений меди, свинца и цинка Южного Казахстана делается вывод о том, что Южный Казахстан является существенно медно-свинцово-цинковой провинцией. Для отработки данного химического состава руд применен метод барицентрического треугольника. Илл. 1, табл. 1.

УДК 553.44+553.31(574.53)

Полиметаллическое оруденение в нижнепалеозойских образованиях Западного Прибалхашья. Кузнецовский А. Г. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 275—278.

Приводится краткое описание геолого-структурных особенностей месторождения Бурултас и рудопоявлений Такырное, Чиганак, Ойкудук и Кокэспе. Делается вывод о новом перспективном типе полиметаллического оруденения в нижнепалеозойских образованиях Западного Прибалхашья.

УДК 553.242.3+553.44(574.3)

О связи полиметаллического оруденения с доломитами на Тельманском месторождении. Алексеенко В. А. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 279—283.

При изучении одного из полиметаллических месторождений Южной Джунгарии отмечена строгая приуроченность оруденения и окварцевания к нижнепалеозойским доломитам и отсутствие их в известняках, за пределами доломитовых тел. Это объясняется различным химическим составом пород. При рудотолжении наблюдается дедоломитизация, обуславливающаяся выборочным замещением магниевой части доломита при движении рудных растворов. Вытесненная окись магния идет частично на доломитизацию известняков, частично (при привносе кремнезема) — на образование тремолита и серпентина. В

связи с этим неправильные контуры доломитовых тел, серпентинизацию и тремолитизацию можно считать поисковыми признаками для однотипных месторождений. Илл. 3.

УДК 553.06+550.4+552(574.51)

Свинцовое оруденение в карбонатных породах хребта Кетмень. Севастьянов В. Г. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 284—291.

Геолого-петрографическое и геохимическое изучение минерализованной карбонатной пачки показало, что медно-свинцовое оруденение относится к туюкскому промышленному типу, приурочено к известнякам кунгейской свиты, контролируется разрывными нарушениями субширотного направления и генетически тесно связано со сложным процессом гидротермального изменения вмещающих пород. Геохимическое изучение позволило установить комплекс элементов-индикаторов и закономерность в распределении их по вертикали. Илл. 1, табл. 2.

УДК 55+553/.241.412.2.412.4.43(574.51)

Вторичнокварцитовая и пропилитовая формации Илийской метасоматической провинции, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. Азбелъ К. А., Севастьянов В. Г. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 292—302.

Дается обзор метасоматических формаций — вторичных кварцитов и пропилитов Илийского верхнепалеозойского мегасинклинория. Установлена их тесная связь с позднегерцинским вулканизмом и приуроченность к крупным разрывным структурам. Приводятся данные о тесной связи руды золото-серебряной, свинцово-цинковой и меднопорфировой формаций с пропилитами, особенно с их внутренними фациями. Вторичные кварциты Илийского мегасинклинория в основном перспективны для выявления месторождения высокоглиноземистого сырья. Илл. 1, табл. 4.

УДК 55+552(574.51)

О некоторых особенностях вторичных кварцитов Южной Джунгарии. (на примере группы массивов Ащибастау в горах Катутау). Азбелъ К. А., Мягкова Л. В., Шайкин И. А. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 303—313.

Освещается геологическая позиция группы массивов вторичных кварцитов Ащибастау, приводится расчленение метасоматитов на минеральные фации и дается петрографическое описание представителей каждой из них. Сделаны выводы о вертикальной и горизонтальной метасоматической зональности вторичных кварцитов, приведены диаграммы «привнос — вынос», иллюстрирующие характер миграции различных компонентов в процессе вторичнокварцитового метасоматоза. Илл. 4, табл. 2.

УДК 552.16(574.4)

Гидротермальные изменения вулканогенных пород верхней перми Северо-Восточного Прибалхашья. Мычник М. Б. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 314—317.

В вулканогенных образованиях верхней перми восточной части Баканаского синклинория установлены проявления процессов цеолитизации, пренитизации, калишпатизации, альбитизации, окварцевания, хлоритизации и карбонатизации пород. Гидротермальные процессы, по-видимому, сопряжены с активным вулканизмом верхней перми. Цеолитизированные и пренитизированные породы являются производными низкотемпературных гидротерм в приповерхностной зоне с разгрузкой вдалеке от магматических очагов. Установлено, что именно с альбитизированными, пренитизированными и хлоритизированными породами связана встречаемая в районе медная минерализация.

О стадийности гидротермальных процессов и генезисе месторождения золота Иткудук. Алтынбаев А. А., Диаров А. Б., Диарова Ж. Л., Ким Р., Митрофанский В. Ф. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 318—320.

Детальное петрографическое и минералогическое изучение гидротермально-измененных пород месторождения Иткудук позволило выделить пять стадий минералообразования: дорудную, две рудных и две послерудных. Выявлены проявления золота, характер его минеральной ассоциации с сульфидами железа, свинца, цинка, мышьяка и других элементов; приведены доводы в пользу генетической связи оруденения с гранитами позднего верхнепалеозойского комплекса. Табл. 1.

УДК 552.513+551.733(574.52)

Хромитоносные песчаники Кендыктасских гор. Волобуев В. И. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 321—322.

На южном склоне Курдайского перевала в междуречье Колгуты — Акшеке среди пород щербактинской свиты верхнего аренига — лланвирна выделяются хромитоносные песчаники, которые на отдельных участках можно отнести к маркирующим горизонтам.

УДК 553.677/.91.85.574:553.061.17(574.54)+(575.2)

Неметаллические полезные ископаемые древних толщ Киргизского хребта. Алехин Ю. А. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 323—325.

Рассматриваются месторождения кварцитов, гранатов, графита и мелкочешуйчатой слюды Макбальского антиклинария. Степень регионального метаморфизма докембрийских пород района соответствует зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и низкотемпературным ступеням амфиболитовой фации, изучается генетическая связь месторождений неметаллов в условиях различных метаморфических фаций.

УДК 552.57

Геология и угленосность нижнекарбоновых и юрских отложений Южного Казахстана. Власов В. И., Жаймин М. И., Дуйсенгалиев Т. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 326—335.

Приводятся данные об угленосности верхнетурнейских, средневизейских, намюрских и нижне-среднеюрских отложений Южного Казахстана. Для выяснения и оценки перспектив угленосности нижнекарбоновых отложений рекомендуется постановка дальнейших поисковых буровых работ. Илл. 1.

УДК 551.491.4(574.5)

О возможности использования кальций-магниевого отношения подземных вод при гидрогеохимических поисках. Чайковский Л. В., Егоренков Е. Е. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 4(29). Алма-Ата, «Наука», 1971, стр. 336—338.

В ореольных водах ряда полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Южного Казахстана с доломитом в составе жильной массы наблюдается снижение кальций-магниевого отношения по сравнению с фоновым в 3—8 раз. Это не свойственно водам, циркулирующим среди бессульфидных доломитов. Предлагается использовать кальций-магниево отношение в качестве косвенного признака при гидрогеохимических поисках в районах развития пресных подземных вод с общей минерализацией до 0,5—0,6 г/л. Табл. 1.

СОДЕРЖАНИЕ*

М. И. Жаймин. Итоги геологической деятельности поисково-съемочной экспедиции за 20 лет	3

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Б. А. Салин, Э. С. Кичман. Новые данные о стратиграфии кембрийских отложений Чу-Илийских и Кендыктасских гор	7
Л. М. Палец. К характеристике конгломератов дуланкаринской свиты верхнего ордовика Джалаир-Найманского прогиба (Чу-Илийские горы)	21
Н. В. Полтавцева, Т. Б. Рукавишникова. Граница ордовикской и силурийской систем в Чу-Илийских горах	28
Т. Б. Рукавишникова, С. Г. Токмачева, Б. А. Салин, Н. Н. Севрюгин, А. В. Тимуш. Стратиграфия нижнесилурийских отложений Чу-Илийских гор	39
Г. А. Стукалина. Стратиграфическое значение морских лилий в верхнем ордовике, силуре и нижнем девоне Центрального Казахстана	52
С. Г. Токмачева. О возрасте коктаасской свиты в Юго-Западном и Западном Прибалхашье	63
Л. И. Каплун, М. А. Сенкевич. Средний девон Северного Прибалхашья	70
В. Я. Кошкин. О возрасте верхнепалеозойских вулканических отложений Северо-Западного Прибалхашья	85
М. А. Сенкевич. Новые девонские плауновидные	88
М. М. Марфенкова. Стратиграфия и фораминиферы намюрского яруса Южной Бетпак-Далы и Чуйской впадины	93
А. К. Мясников, В. В. Толочко, Г. В. Сакулина, Э. Р. Орловская. Новые данные о стратиграфии и угленосности нижнемезозойских отложений Северо-Восточного Прибалхашья	102
Г. В. Сакулина. Спорово-пыльцевые комплексы нижнемезозойских отложений Ленгер-Кельтемашатского угленосного района	111
З. К. Пономаренко, С. М. Бляхова, Р. Б. Байбулатова, Е. К. Терехова, Г. В. Сакулина, Л. Ш. Полумискова, А. Р. Перфильева, Е. В. Нестерова, А. Х. Кальменова, Т. В. Погодаева, Н. И. Филиппова, Г. В. Ларионова. Корреляция меловых и палеогеновых отложений Казахстана по данным палеопалинологии	116
Е. А. Никитин, Н. Н. Костенко, К. А. Ляджина. Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений Западной Бетпак-Далы	131
Л. К. Диденко-Кислицина, М. Д. Бирюков, Р. Б. Байбулатова. Новые данные о стратиграфии палеогеновых отложений Джунгарского Алатау	140
К. А. Ляджина. Стратиграфия и моллюски среднего и верхнего эоцена западной части Чу-Сарысульской впадины	150

* Все статьи настоящего сборника поступили в редколлегию в 1969 г.

В. В. Толочко, П. А. Аубекерова. Эоцен-плиоценовые отложения средней части бассейна р. Аягуз	154
А. П. Савинова, Н. Н. Костенко, К. А. Ляджина, М. Я. Мартынова, В. П. Нижегородова. Миоцен Восточных Кызылкумов	161
С. Ф. Меньшиков. Возраст отложений древней долины р. Аягуз	165

МАГМАТИЗМ И ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

С. Г. Токмачева, Л. М. Палец. Некоторые доказательства докембрийского возраста ультраосновных пород Чу-Балхашского пояса	167
Б. А. Салин, Э. С. Кичман. О возрасте ультраосновных пород Чу-Балхашского пояса и их месте в общей истории развития района	170
Р. П. Топорова, А. П. Коробкин, И. Ж. Мухамедгалиева. О нижнеордовикском возрасте ультраосновного комплекса Чу-Балхашского гипербазитового пояса	174
С. Я. Шувалов. Эйфельские субвулканические и субинтрузивные образования Юго-Восточной Бетпак-Далы	176
К. А. Азбель, М. Р. Борукаева, А. Ф. Ковалевский, В. Д. Стеркин. Основные черты орогенного магматизма Прибалхашско-Илийского вулканического пояса (на примере Северо-Восточного Прибалхашья и Южной Джунгарии)	183
В. Д. Стеркин, А. Ф. Ковалевский. Интрузивные комплексы западной части Баканасского синклиория (Северо-Восточное Прибалхашье)	193
А. К. Киселев. Дайки сложного строения в Северном Прибалхашье	215
К. А. Абдрахманов, С. М. Утегенов, В. П. Компанейцев. Статистические параметры распределения петрогенных элементов как индикаторы условий кристаллической магмы	220

ТЕКТОНИКА

И. И. Никитченко. Западно-Джунгарский (Солдатсайский) сдвиг	225
Л. И. Скринник, А. В. Смирнов. Основные черты геологической истории Южно-Джунгарского разлома	241
Н. Н. Костенко. Альпийский тектогенез в Южном Казахстане	246
К. Т. Куликовский. О происхождении горных озер в бассейнах рек Иссык и Большой Алматинки и их селезащитной роли	259

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В. П. Стеценко. Особенности химического состава руд проявлений меди, свинца и цинка Южного Казахстана	272
А. Г. Кузнецовский. Полиметаллическое оруденение в нижнепалеозойских образованиях Западного Прибалхашья	275
В. А. Алексеев. О связи полиметаллического оруденения с доломитами на Тельманском месторождении	279
В. Г. Севастьянов. Свинцовое оруденение в карбонатных породах хребта Кетмень	284
К. А. Азбель, В. Г. Севастьянов. Вторичнокварцитовая и пропиловитовая формации Илийской метасоматической провинции, их рудоносность и закономерности пространственного размещения	292
К. А. Азбель, Л. В. Мягкова, И. А. Шайкин. О некоторых особенностях вторичных кварцитов Южной Джунгарии (на примере группы массивов Ащибастау в горах Катутау)	303
М. В. Мычник. Гидротермальные изменения вулканогенных пород верхней перми Северо-Восточного Прибалхашья	314
А. А. Алтынбаев, А. Б. Диаров, Ж. Л. Диарова, Р. Ким, В. Ф. Митрофанский. О стадийности гидротермальных процессов и генезисе месторождения золота Иткудук	318
В. И. Волобуев. Хромитовые песчаники Кендыктасских гор	321
Ю. А. Алехин. Неметаллические полезные ископаемые древних толщ Киргизского хребта	323
В. И. Власов, М. И. Жаймин, Т. Дуйсенгалиев. Геология и угленосность нижнекарбонных и юрских отложений Южного Казахстана	326
Л. В. Чайковский, Е. Е. Егоренков. О возможности использования кальций-магниевого отношения подземных вод при гидрогеохимических поисках	336
Литература	339

**Материалы по геологии и полезным ископаемым
Южного Казахстана, вып. 4(29)**

*Утверждено к печати научно-техническим советом
поисково-съемочной экспедиции Южно-Казахстанского
геологического управления Министерства геологии КазССР*

Редактор *Р. И. Суворова*
Худож. редактор *И. Д. Суших*
Художник *Н. Ф. Чурсин*.
Техн. редактор *Л. И. Шашкова*
Корректор *В. Н. Бегманова*

* * *

Сдано в набор 19/II 1971 г. Подписано к печати 3/VI 1971 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1. Усл. печ. л. 31,85 (6 вкл.).
Уч.-изд. л. 33. Тираж 1000. УГ02836.
Цена 3 р. 70 к.

* * *

Типография издательства «Наука» Казахской ССР, г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28.
Зак. 34.