

ПРОБЛЕМЫ
ГЕОЛОГИИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В.Ломоносова

Центрально-Казахстанское территориальное
геологическое Управление Министерства
геологии КазССР

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

том XIX

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Книга 1. Вопросы геологии докембрия
и нижнего палеозоя

Под редакцией Ю.А.Зайцева

Издательство Московского университета
1980

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Рецензенты:

член-корреспондент АН СССР В.Е.Хаин,
доктор геолого-минералогических наук О.А.Мазарович

Проблемы геологии Центрального Казахстана. Книга I. (Материалы по геологии Центрального Казахстана, том XIX). М., Изд-во Моск. ун-та, 1980. II9 с.

В книгу вошли работы, посвященные вопросам региональной геологии докембрия Актау-Моинтинского антиклинория, стратиграфии и магматизма нижнепалеозойских раннегеосинклинальных комплексов, проблемам структурно- фациальной зональности палеозойд Казахстана в раннем палеозое, палеотектонических обстановок образования раннегеосинклинальных серий. Большое значение имеют статьи, в которых рассматривается положение и проблемы образования гипербазитовых комплексов, их роль в формировании тектонической структуры эвгеосинклинальных систем Казахстана.

© Издательство Московского университета, 1980 г.

В конце января 1979 г. состоялась научная сессия "Проблемы геологии Центрального Казахстана", организованная геологическим факультетом Московского государственного университета им. М.В.Ломоносова и Московским обществом испытателей природы и посвященная 30-летию Казахской экспедиции МГУ. Сессия привлекла большое число участников из различных геологических организаций Москвы, Ленинграда, Алма-Аты, Караганды, Кустаная, Усть-Каменогорска, Фрунзе, Уфы, Свердловска и др. На прошедшей сессии было представлено 25 докладов, посвященных различным вопросам геологии Центрального Казахстана. В предлагаемый сборник включены сводки по всем главнейшим разделам и проблемам геологии Казахстана. Авторами этих сводок, помимо сотрудников Казахской экспедиции, являются геологи Центрально-Казахстанского территориального геологического управления, ИГН им. К.И.Сатпаева АН КазССР, Министерства геологии КазССР. Вопросы геологии Казахстана рассматриваются в систематическом порядке. Сборник состоит из двух книг.

В первой книге изложены основные научные результаты исследований Казахской экспедиции за последние 5 лет, а также главные задачи и перспективы геологического изучения Центрального Казахстана на последующие годы. Основной раздел, посвященный вопросам стратиграфии и магматизма, включает рассмотрение геологии метаморфических толщ докембрия, стратиграфии, структурно-фашиальной зональности, вулканизма нижнего палеозоя, положения гипербазитовых комплексов в эвгеосинклинальных областях.

Во второй книге рассмотрены вопросы стратиграфии силурийской, девонской, каменноугольной систем ряда регионов, проблемы магматизма девона и позднего палеозоя. Раздел "Тектоника" включает статьи, посвященные проблемам структурной зональности складчатых систем, особенностям тектоники Спасской зоны смятия и происхождения развитых в ее пределах надвигов, тектонике докембрия и нижнего палеозоя Джунгарии. Завершают книгу разделы, в которых рассматриваются закономерности размещения ряда полезных ископаемых и вопросы методики геофизических исследований в комплексе геолого-съемочных работ.

Пользуясь случаем, приношу благодарность Ал.В.Тевелеву, Л.Т.Протасевичу, М.М.Никандровой и Н.М.Бусловой, оказавшим мне большую помощь при подготовке к печати данной книги.

Ю.А.Зейцев

ВВОДНЫЙ РАЗДЕЛ

Е.А.Бабичев, И.Л.Дорохов, Ю.А.Зейцев

Главные направления и результаты геологических исследований Казахской экспедиции МГУ в 1974-1978 годах

В 1978 г. Центрально-Казахстанская экспедиция геологического факультета МГУ закончила свой 30-й полевой сезон в Казахстане. Как и в прежние годы, программа работ экспедиции включала два основных направления: первое - региональные геологические исследования путем проведения средне- и крупномасштабных геологических съёмок, объёмного геологического картирования, а также специальных исследований в области стратиграфии, тектоники, литологии, геохимии и металлогении; и второе - разработка новых методов. Региональными исследованиями была охвачена значительная территория Центрального Казахстана. Они проводились в Степняк-Ишкельмесском, Селетинском, Ерементау-Ниязском, Оленть-Шидертинском, Чингизском и Предчингизском, Атасу-Тектурмасском, Сарысу-Тенизском, Актау-Моинтинском, Прибалхашском районах, по южному обрамлению Карагандинского бассейна.

Круг вопросов, решавшихся при региональных исследованиях, весьма широк и в настоящей статье будут рассмотрены лишь основные результаты работ последних пяти лет.

Стратиграфия и литология

В области стратиграфии и литологии целенаправленными исследованиями охватывались отложения практически всей стратиграфической колонны Центрального Казахстана.

Были продолжены работы по изучению формационных комплексов докембрия (Л.И.Филатова) - проведена типизация геологических формаций Центрального Казахстана, которая позволила сопоставить их с типовыми группами формаций фанерозоя. В развитии применявшегося ранее урано-свинцово-ториевого метода радиогеохронологии впервые использован графический анализ аналитических данных с разработкой новых приемов, которые дают возможность оценивать время неоднократных переработок минеральных образований (С.И. Зыков, Н.И. Ступникова). Этот новый графоаналитический метод достоверно утвердил рубеж 1,8 млрд. лет, тем самым подтвердив широкое присутствие здесь дорифейских комплексов. Возникла возможность перейти к надежным

историко-геологическим корреляциям докембрийских комплексов Центрального Казахстана и других регионов СССР и зарубежных стран (Л.И.Филатова). В монографической работе С.Б.Розанова дана формационная характеристика джеспилитовосного комплекса нижнего протерозоя Центрального Казахстана, сравнение его с аналогичными образованиями других регионов.

В пределах Спасского антиклинория Н.Н.Сигачёвой впервые выделен докембрийский метаморфический комплекс. Ему установлена стратиграфическая последовательность и дана подробная петрографическая, петрохимическая и геохимическая характеристика регионально метаморфизованных вулканитов. Новое направление в исследовании кварцитовых толщ связано с детальным изучением их литологии - реликтовых структур по гранулометрии, тяжелой фракции акцессорных минералов, текстур и характера слоистости, геохимических особенностей (Н.И.Гвоздик и Л.И.Филатова). Для Актау-Моинтинского антиклинория выработана единая стратиграфическая схема (С.Б.Розанов, Ю.А. Зайцев, Л.И. Филатова). Доказано присутствие в разрезе нескольких стратиграфических уровней сланцево-кварцитовых и порфиroidных толщ, принадлежащих к верхнеатауской, киикской сериям и алтынсынганской свите, получены материалы о широком развитии помимо стратифицированных порфиroidов субвулканических и жерловых образований; установлена зональность низкотемпературного метаморфизма; собран большой материал по геохронологии протерозойских образований. Изучение магматизма этого региона показало, что протерозойская гранитизация предшествовала низкотемпературному метаморфизму. Строение гранито-гнейсовых массивов и соотношения их с вмещающей рамой свидетельствуют о том, что гранитизации подвергались преимущественно порфиroidные и в значительно меньшей степени сланцевые толщ.

Обоснована разновозрастность наиболее древних в Центральном Казахстане зерендинской и бектурганской серий на основе их петрохимических и геохимических особенностей (Л.И.Филатова, В.И.Фельдман). Э.М.Спиридоновым детально изучены метаморфиты Ишкеольмесского антиклинория - их геологическая позиция, минеральные парагенезы, что позволило установить их трехчленное строение: для нижнего подразделения получены самые древние в Казахстане K-Ar датировки - 1880 млн.лет.

Важные результаты в последние годы были достигнуты в изучении раннегеосинклинальных терригенно-кремнисто-вулканогенных ком-

плексов нижнего палеозоя, выполнявшемся под руководством Ю.А.Зайцева, в пределах Ишкельмесского, Тектурмасского, Атасуйского, Ерементау-Ниязского, Чиягизского антиклинориев. Несмотря на значительное количество работ по данной проблеме, многие вопросы строения и структурного положения этих образований дискуссионны и в настоящее время. Геологические исследования экспедиции включают решение многих задач - разработку стратиграфии, установление возраста, выявление характера фациальных изменений, детальное комплексное изучение вещественного состава, восстановление формационной принадлежности и структурной позиции раннегеосинклинальных образований. Первостепенное значение при этом играет применяющаяся методика картирования сложнодислоцированных толщ, разработанная и успешно опробованная ранее при изучении докембрия Улутая. Другая особенность исследований заключается в целенаправленных и систематических поисках палеонтологических остатков, в чем в последнее время достигнуты большие успехи (Н.А.Герасимова, М.З.Новикова, Н.И.Зардиашвили, О.В.Минервин, В.И.Борисёнок).

Если обобщить полученные результаты, то необходимо отметить, две главных вывода. Терригенно-кремнистые и вулканогенные комплексы повторяются в разрезе нижнего палеозоя неоднократно, располагаясь на разных стратиграфических уровнях, и второе - основание раннегеосинклинальных комплексов в разных регионах эвгеосинклинальной системы Казахстана разновозрастно: в Тектурмасском и Ишкельмесском антиклинориях - это ранний кембрий; в Атасуйском и Ерементау-Ниязском - ранний ордовик.

Для Тектурмасского и Атасуйского антиклинориев разработана единая стратиграфическая схема нижнепалеозойских терригенно-вулканогенных и кремнистых толщ (М.З.Новикова, Т.Н.Хераскова, Н.А.Герасимова, Ю.А.Зайцев, С.Б.Розанов). Благодаря многочисленным находкам конодонтов на разных стратиграфических уровнях доказан раннеордовикский возраст кремнисто-терригенных толщ Атасуйского антиклинория и тем самым их более высокое стратиграфическое положение по отношению к кембрийским кремнисто-вулканогенным образованиям Тектурмасского антиклинория. Рассмотрена формационная принадлежность выделенных комплексов и намечены закономерности их фациальной изменчивости (Н.А.Герасимова). Изучен состав вулканитов, выявлены контрастный характер вулканогенных серий, их общая повышенная щелочность и калиевоств, принадлежность к формации це-

щелочных базальтов (М.З.Новикова, Н.И.Зардывшвили, Т.Н.Хераскова). В Ишкеолмесском антиклинории О.В.Минервиним и В.И.Борисенком разработана детальная стратиграфия кембрийских и ордовикских отложений, которая впервые в значительной **степени** обоснована палеонтологически. В разрезе кембрия, непосредственно налегающего на **метаморфиты докембрия**, установлено несколько разновозрастных уровней основных вулканитов. Новые данные получены по стратиграфии **ордовика** Степнякского и Селетинского синклиналиев (О.В.Минервин). **Впервые** для нижнего-среднего ордовика Степнякского синклиналия проведены комплексные стратиграфические исследования и генетический анализ отложений (К.Буяковска). Важные новые данные получены по стратиграфии Ерементау-Ниязского антиклинории (М.З.Новикова, Н.А.Герасимова, В.И.Борисенко). Доказано отсутствие на большей части антиклинории кембрийских отложений: это установлено по находкам позднекремнезёмских трилобитов и эренигских конодонтов в основании акдымской серии, перекрывающей непосредственно метаморфический комплекс докембрия. Уточнена стратиграфия ерементауской серии, возраст которой до настоящего времени остается проблематичным. Для Чингизского антиклинории Л.Т.Протасевичем проведен формационный анализ и выявлена структурно-фациальная зональность нижнего палеозоя.

Ряд исследований выполнен по силуру. В Оленты-Шидертинском районе А.В.Рязанцевым и др. уточнена стратиграфия нижнесилурийских отложений; доказана принадлежность к силуру толщи кислых вулканитов, относимой ранее к жарсорской свите девона; установлен фаунистически охарактеризованный единый разрез верхнего ордовика - нижнего силура в грубообломочных фациях. В пределах Теректинского поднятия В.Н.Завражновым и Н.Л.Чечик подробно изучен разрез связанных постепенным переходом терригенных и кислых вулканогенных образований, залегающих на верхнеордовикских отложениях. Они прорваны гранодиоритами карамендинского комплекса и перекрыты вулканогенными образованиями с флорой нижнего девона. Тем самым вновь для данного региона ставится вопрос о присутствии силурийских вулканогенных толщ кислого состава.

Как и в прежние годы, большое внимание было уделено изучению девонских отложений. Значительный интерес представляют результаты по девону Оленты-Шидертинской впадины (С.П.Малиновская, А.Л.Юрине, Ю.Ф.Кабанов, А.В.Рязанцев, Л.А.Щеголева). Детальное картирование и новый обильный палеонтологический материал позволили уточнить и

дополнить существовавшую ранее стратиграфическую схему В.М.Шушанова и Л.Г.Никитиной. Описан стратотип, и по флористическим данным доказан эйфельский возраст куртовекской свиты; для средне-верхне-девонской чадринской свиты по остаткам флоры и фауны обоснован возраст нижней - живетской части разреза; в западной и юго-восточной частях впадины описаны континентальные фации нижнего фемена. Находки ихтиофауны в девонских отложениях (С.П.Малиновская, Ю.Ф. Кабанов) позволяют проводить корреляцию уровней морских и континентальных толщ. Уточнена стратиграфия ниже-среднедевонской биотарской свиты Нурина синклиниория (И.А.Пославская, Н.П.Четверикова, Г.Т.Ушатинская, А.А.Жаринов, Е.А.Биленко, О.Е.Беляев), получившей палеонтологическую характеристику практически по всему разрезу. В западной части синклиниория новые сборы остатков брахиопод и криноидей показали, что айнасуйскому горизонту нижнего девона отвечают низы биотарской свиты и, следовательно, границу силура и девона следует проводить в ее подошве, а не внутри исееньской свиты, как это представлялось ранее. Характеристике фауны пограничных слоев силура и девона Центрального Казахстана посвящена коллективная монография О.Б.Бондаренко, Г.Т.Ушатинской и др. Выполнено сопоставление морских отложений девона Нурина синклиниория с вулканогенными толщами девонского кривого вулканического пояса и континентальными образованиями наложенных впадин каледонид (Н.П. Четверикова). И.А.Пославской проведены детальные литологические исследования биотарской свиты.

Проводится изучение терригенно-вулканогенных образований девона Теректинского поднятия (Н.Л.Чечик, В.Н.Завражнов, Т.О.Федоров). Важным представляется обнаружение раннедевонской флоры в толще кислых вулканитов, перекрывающей гранитоиды каременинского комплекса. В Предчирчике М.В.Мартыновой установлено, что рудовмещающая красноцветная толща имеет возрастной интервал в пределах позднего франа - раннего фемена, причем разрезы этой толщи в пределах Чирчикского мегаинтрасинклинария соответствуют верхам ее разреза в Северо-Балхашском антиклинории.

Вопросы био-стратиграфии пограничных горизонтов девона и карбона Центрального Казахстана рассмотрены в коллективной монографии Н.В.Литвинович, М.В.Мартыновой, Т.Д.Троицкой и др. Для Предчирчикя выделены различные фациальные типы верхнедевонских-нижнекаменноугольных отложений, установлены площади распространения "климатических" слоев. По отдельным районам (Оленте-Шидертинская впадина и

др.) детализированы стратиграфические схемы нижнего карбона (Н.В. Литвинович, Т.Н.Воронцова), поставлены работы по изучению конодонтов в опорных разрезах нижнего карбона (Т.Н.Воронцова).

В течение последних лет экспедиция участвует в совместных с ЦКТИУ, КазНИСом, ВСЕГЕИ и другими организациями работах по изучению верхнепалеозойских вулканогенных образований Северного Прибайкалья (Ал.В.Тевелев, М.Н.Шербакова, И.А.Кошелева, И.Л.Дорохов, Л.Ф.Мигдисова). Главная задача - разработка единой стратиграфической схемы - сопровождается изучением магматизма, выявлением генетических связей вулканогенных и интрузивных комплексов, фациальным анализом вулканитов, комплексным изучением вещественного состава. Полученные результаты подтверждают представления В.Я.Кошкина о том, что в разрезе верхнего палеозоя помимо ранее выделявшихся каменноугольных широко развиты также и пермские вулканогенные свиты, датируемые по флористическим данным. Установлено, что молодые пермские члены разреза на юге Токрауской впадины залегают непосредственно на доверхнепалеозойском фундаменте, в то время как в ее северных частях они надстраивают полный разрез верхнего палеозоя. В Спасской зоне смятия на больших площадях впервые выделены нижнепермские флористически охарактеризованные отложения (О.Е.Беляев, Л.А.Щеголева). В центральной части этой зоны Ю.Ф.Кабановым установлен комплекс своеобразных вулканогенных образований, возраст которых условно принимается позднепалеозойским.

Тектоника

Завершены многолетние работы по составлению двух тектонических карт Казахстана и сопредельных территорий масштаба 1:1500000 - "Тектоническая карта областей палеозойской складчатости" и "Тектоническая карта каледонской структуры" (гл.редакторы А.А.Абдулин, Ю.А.Зайцев). На этих картах, составленных совместно с геологическими организациями Казахстана (ИГН им. К.И.Сатпаева АН КазССР, Мингео КазССР) и других республик и изданных в 1979 году обобщены современные материалы по геологии и глубинному строению крупного региона СССР. Они представляют широкую возможность для различных обобщений и анализа развития геологической структуры, металлогенических построений и т.п.

Ю.А.Зайцевым в ряде работ рассмотрены вопросы закономерного смещения складчатости в палеозоидах Казахстана - миграции складчатости - предпринята попытка количественной оценки результатов тектогенеза, в частности, процессов консолидации земной коры; им де-

ляется вывод о решающей роли остаточных (реликтовых) срединных массивов в процессе консолидации. На региональном казахстанском материале Ю.А.Зайцев выделяет особую категорию структур эвгеосинклинальных зон — мантийные гипербазитовые валы, проявившие свою тектоническую активность на протяжении всего палеозоя.

Важным результатом исследований последних лет следует признать вывод о заложении эвгеосинклиналей Центрального и Северного Казахстана на сформировавшемся в архее-протерозое гранито-метаморфическом фундаменте (Е.А.Бабичев, Ю.А.Зайцев, Э.М.Спиридонов, В.И.Борисёнок, Н.А.Герасимова, М.З.Новикова). Этим объясняется ряд особенностей геосинклинального магматизма — промежуточный между континентальным и океаническим состав осадков, повышенная калийная щелочность раннегеосинклинальных вулканитов; огромные массы гранитоидного интрузивного материала; большие объёмы терригенных кварцсодержащих пород в эвгеосинклинальном комплексе. Во многих местах установлено налегание эвгеосинклинальных серий непосредственно на метаморфическое основание.

На примере строения Майтубинского раннепротерозойского антиклинория В.С.Милеевым выявлена новая кинематическая модель складчатости продольного расплющивания, установлены новые схемы развития деформационной линейности и будинажа. Ю.А.Зайцевым и С.Б.Розановым уточнена схема тектоники докембрия Атасу-Моинтинского антиклинория.

В Спасской зоне изучено строение, структурная позиция, характер складчатости и история развития Матакско-Карасорского остаточного массива, в пределах которого выступает комплекс основания северной окраины Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы (Н.Н.Сигачева). В пределах Спасской зоны смятия была установлена определяющая роль субширотных разрывов в образовании приразломных складок. Впервые доказана генетическая ассоциация пологих надвигов и лежащих складок на юге Карагандинского бассейна (О.Е.Беляев, Ю.А.Зайцев, А.Ф.Читалин). Ю.Ф.Кабановым выделены специфические линейные зоны растяжения, наполовину заполненные пластовыми интрузивными телами габброидов, диабазов. Проводятся работы по изучению полей палеотектонических напряжений, позволившие установить отличия в природе складок Матакско-Карасорского массива, Нурина синклинория и Спасской зоны смятия (А.Ф.Читалин). Для структуры Оленты-Шидертинской наложенной впадины доказана определяющая роль конседиментационных разломов, обуславливающих изменения фации и мощнос-

тей орогенных комплексов (А.В.Рязанцев, С.П.Сигачев). О.А.Мазарович рассмотрел общие вопросы образования молассовых формаций на примере девонских моласс, которые отнесены к постгеосинклинальным молассам тектонической активизации. Формационный анализ Чингизского антиклинория дал возможность Л.Т.Протасевичу и Б.Я.Хуравлеву уточнить структуру и детализировать историю тектонического развития этого региона.

В настоящее время экспедиция приступила к коллективной работе по составлению Атласа палеотектонических карт Казахстана и сопредельных территорий. В работе принимает участие (около) коллектив геологов Казахстана и других республик, практически все те, кто участвовал в работе над упомянутыми выше тектоническими картами Казахстана масштаба 1:1500000.

Геохимия и геофизика

Геохимические исследования экспедиции решают разнообразные задачи: изучение геохимических характеристик выделенных геологических тел, их корреляцию по геохимическим данным, выявление геохимической специализации геологических комплексов для целей металлогенического анализа. При этом применяются (И.А.Кошелева, Д.К.Фролов) как сложные геохимические методики, требующие использования ЭВМ, так и простые, разработанные геохимиками экспедиции и позволяющие уменьшить затраты времени и труда при геохимических работах.

Геологическая съёмка и поиски сопровождаются значительным объёмом геофизических работ (Ю.В.Дняковская, Т.Б.Соколова, В.В.Сухин, В.А.Шевнин, С.А.Иголина, А.Е.Попова, Л.П.Каган, Г.В.Генералова, Т.И.Ланда, С.Е. Иткин), которые включают гравиразведочные и магниторазведочные исследования вдоль интерпретационных и детализационных профилей с целью уточнения глубинности структур, а также детальные гравимагнитные и электроразведочные работы на перспективных участках и петрофизические измерения. Кроме того, проводится переинтерпретация региональных геофизических материалов и результатов опережающих геофизических работ, в процессе которой применяются новые методы количественных решений и статистической обработки материалов с использованием ЭВМ. Электроразведочные поисковые работы сопровождаются методическими разработками в целях повышения эффективности метода в условиях аномалий малой интенсивности.

Металлогения и полезные ископаемые

В 1977 г. совместно с ВСЕГЕИ были завершены работы по геологическим формациям металлогении северо-западной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Для этого региона была составлена мелкомасштабная прогнозно-металлогеническая карта на формационной геологической основе (Е.Ф.Бурштейн, Б.Я.Муравлев, Л.Т.Протасевич и др.); проведен анализ материалов по месторождениям и проявлениям рудных, горючих и неметаллических ископаемых, рассмотрены их морфологические типы, намечены закономерности размещения. При этом был привлечен историко-геологический подход к выяснению конкретных рудных формаций и ассоциаций, имеющих определенный геологический возраст и ареал распространения, а также полук количественный принцип группирования рудных объектов и оконтуривания рудоносных площадей (с учетом интенсивности оруденения). Интерес представляет исследование по проблеме "железо-марганцевые месторождения фанера Центрального Казахстана" (А.Б.Вейсман совместно с М.В.Мартыновой, В.И.Капсамун, Н.И.Чумковой). В результате детальных комплексных исследований фанерских вулканитов в Джезказган-Улутауском, Атасуйском, Успенском, Каркаралинском районах установлена безусловная связь с ними фанерского железо-марганцевого рудообразования. Для всех районов выделяется единая гидротермально (вулканогенно) - осадочная железо-марганцевая формация фанера, проявленная в конкретных условиях в виде различных типов месторождений. Принципиально новым для оценки рудоносности является установление моллюсковых фаций верхнего фанера атасуйского типа в восточной части Предчигизья (бассейн р. Деганделя). В настоящее время экспедиция участвует в совместных работах по составлению мелкомасштабных комплексных и пометальных металлогенических и прогнозных карт Центрального Казахстана.

В процессе региональных работ последних пяти лет экспедицией было выявлено более 100 проявлений полезных ископаемых, из которых около 30 относятся к разряду заслуживающих дальнейшего изучения. Э.М.Спиридоновым детально изучен раннепалеозойский вулканизм Ишкельмесского антиклинория и Селетинского синклинория и установлено связанное с ним колчеданное оруденение. Кроме того, им выполнено фациально-формационное расчленение интрузивных образований - гранитов, габброидов, ультрабазитов и изучены взаимосвязи интрузивных и рудных формаций Северного Казахстана. Впервые для этого ре-

гиона детально исследованы разнообразные метасоматиты от известковых скарнов до цеолитовых пропилитов.

В Степняк-Селетинском районе в настоящее время в пределах Аксуйского рудного поля проводится крупномасштабное глубинное (объемное) геологическое картирование (Э.М.Спиридонов, О.В.Минервин, Е.А.Бабицев, Н.Ф.Соколова, В.И.Борисенок, В.Г.Демидов и др.), главные задачи которого сводятся к прогнозам рудных объектов на глубинах и увеличению прироста запасов известных месторождений. По работам прошлых лет в этом районе Э.М.Спиридоновым были обоснованы прогнозы на "слепое" оруденение ряда участков и месторождений, которые частично проверены и в значительной степени подтверждены.

В Атасуйском районе выделена новая фосфатносырная провинция С.Б.Розанов, Н.А.Герасимова, В.Г.Демидов), в которой оруденение связано с нижними частями разреза эренига. Наиболее перспективной представляется зона сочленения Атасуйского и Актау-Моинтинского антиклинорий, где происходит смена фаций, резкое изменение мощностей отложений. В Аксуйском районе в связи с новыми данными по геологии медного месторождения "Кызылчоку" (О.Е.Беляев) расширена перспектива прироста запасов на восточном фланге месторождения; выявлены новые перспективные участки (Ю.Ф.Кабанов и др.). В Олен-ты-Шидертинской впадине обнаружены и первично оценены два перспективных полиметаллических участка, из которых "Саумалколь" (Ю.Ф.Кабанов) представляет особый интерес.

В 1970-76 гг. коллектив геологов экспедиции (В.С.Милеев, И.Л.Дорохов, А.Б.Веймарн, Ю.В.Юнаковская, И.А.Кошелева, Ал.В.Тевелев и др.) при содействии ЦКТИУ проводил в районе месторождения Сортуз (Северо-Западное Прибалхашье) первые опытно-методические исследования по разработке нового ~~вида~~ геологического изучения - объемного геологического картирования (ОГК). Результатом комплексных геологических, геофизических, геохимических, поисковых работ и исследований на рудных участках явилось создание объемной геологической модели изученной территории (серии карт поверхности и карт глубинных срезов) и оценка ее рудоносности до глубины 250 м. Были

выработаны методические рекомендации постановки подобных исследований, принципы составления карт-срезов и, как конечный результат, предложены методические разработки по проведению ОГК.

Научные материалы экспедиции используются и публикуются в различных коллективных сводках и обобщениях, сборниках по геологии Центрального Казахстана (обзорные геологические карты Казахстана, тектонические карты каледонской и палеозойской структуры Казахстана и сопредельных территорий масштаба 1:1500000, "Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана", "Геология и полезные ископаемые Джезказганского рудного района"). В составленных разнообразных обзорных, региональных, геологических, тектонических и других карт самое активное участие принимали высококвалифицированные инженеры - картографы - М.М.Никандрова, Г.П. Корнилова, К.П.Коваленко, М.К.Кулешова, Л.А.Миядовская и др.

В 1974-78 гг. в серии "Материалы по геологии Центрального Казахстана" вышло восемь монографий по различным аспектам геологии этого района. Геологами экспедиции опубликовано около 80 статей. За истекшие пять лет по материалам работ экспедиции было защищено 2 докторские и 5 кандидатских диссертаций. Выполняя одну из своих главных задач в структуре высшего учебного заведения, экспедиция обеспечила научно-производственную практику 180 студентам геологического факультета, а также разработку ряда аспирантских тем.

В заключение можно отметить, что вступая в зрелый возраст, сплоченный и высококвалифицированный коллектив экспедиции готов и в дальнейшем вносить свой вклад в изучение геологии и природных богатств Центрального Казахстана, в подготовку новых кадров специалистов-геологов.

Р.М.Антонюк, В.М.Бекман, Н.Л.Габай,
И.В.Орлов, В.М.Шульга

Основные задачи геологического изучения Центрального
Казахстана на ближайшие 10-15 лет

Степень геологической изученности территории Центрального Казахстана достаточно велика. Практически вся его площадь покрыта среднемасштабной геологической съёмкой, треть территории обеспечена крупномасштабными геологическими съёмками, в процессе которых решались вопросы стратиграфии, тектоники, металлогении и пр.

В результате этих работ была в основном разработана стратиграфия большинства систем и групп, предложены варианты их возможной корреляции. Интрузивные породы расчленены по возрасту на ряд комплексов. Установлены общие закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, их приуроченность к определенным структурно-металлогеническим зонам.

Вместе с тем многие вопросы геологии Центрального Казахстана требуют уточнения и дальнейшего изучения. Необходимо дальнейшее совершенствование стратиграфических схем докембрия, нижнего палеозоя, девона, карбона и перми. Нет единства взглядов и на стратиграфию мезозойских и кайнозойских отложений. Требуется доработка схема возрастного и генетического расчленения интрузивных пород.

Расчленение протерозойских отложений базируется главным образом на сопоставлениях разрезов по литологическому принципу, когда одинаковая стратиграфическая последовательность разрезов в разных частях региона принимается как доказательство đồngовозрастности отложений. С другой стороны, нередко одновозрастные отложения, имеющие разный состав в различных тектонических зонах, принимаются за разновозрастные. Естественным следствием применения только литолого-стратиграфического принципа является чрезвычайное обилие надстраивающих друг друга свит или серий, суммарная мощность которых в отдельных структурах превышает мощность земной коры. Пока еще существуют большие разногласия в вопросах стратиграфической последовательности протерозойских образований, объема и возраста стратиграфических подразделений. Принимаемая в настоящее время возрастная датировка протерозойских толщ, основана преимущественно на данных радиогеохронологии или, иногда, на определениях микрофитолигов и строматолитов. Однако радиогеохронологические датировки получены в большинстве случаев по обломочным цирконам из метаморфических пород (кварцитов), претерпевших сложный многоступенчатый метаморфизм и гранитизацию, либо по цирконам из гранитоидов и гранитогнейсов. Поэтому полученные данные о возрасте пород, как правило, не оказывают существенного влияния на отнесение толщ к тем или иным подразделениям общей стратиграфической шкалы. В связи с этим важнейшей задачей дальнейшего изучения геологии докембрия является уточнение прямых соотношений выделяемых стратиграфических подразделений, выявление их фациальных изменений, надежное обоснование их объема, а нередко и последовательности, разработка региональных и межрегиональных схем стратиграфической корреляции.

Особую проблему представляет выделение толщ древнее позднего протерозоя, как впрочем и венда, обоснование их границ.

Дальнейшее изучение метаморфических образований докембрия должно быть всесторонним и основываться на применении комплекса методов, обеспечивающих разрешение вопросов стратиграфии, литологии, тектоники, магматизма, метаморфизма, метасоматоза. При этом важно, чтобы все эти вопросы решались одновременно, и, главное, единым коллективом геологов.

Поскольку в условиях Центрального Казахстана далеко не всегда устанавливаются нормальные стратиграфические соотношения между выделяемыми подразделениями (сериями, свитами), и стратиграфический критерий для выяснения этих взаимоотношений не всегда может быть применен при расчленении докембрия, необходимо широко использовать наряду со стратиграфическими методами радиогеохронологический метод, а также историко-геологический подход, основанный на применении формационного анализа. Не менее важной задачей при изучении докембрийских образований следует считать картирование метаморфической зональности и составление карт метаморфизма. Выявление основных закономерностей проявления регионального метаморфизма будет способствовать не только объективному решению вопросов, связанных со стратиграфией и рудообразованием в докембрии, расшифровке его структуры, но и поднимет на качественно новую основу изучение геологии докембрия в целом. Вместе с тем, изучение метаморфизма требует полного и всестороннего изучения процессов метаморфического минералообразования, позволяющих судить о балансе вещества в различных условиях преобразования пород. Необходимо также изучать и геохимию метаморфических процессов с целью определения возможной миграции различных элементов. Следует продолжить работы по радиологическому датированию докембрийских комплексов, в особенности свинцово-изотопным методом по сингенетичным цирконам и изохронным рубидий-стронциевым методом по стратифицированным вулканогенно-осадочным толщам.

Особую проблему представляет офиолитовая ассоциация горных пород, принадлежащая, по нашим представлениям, позднему протерозою — раннему палеозою. Предстоит решить вопрос, в каких регионах ее распространения она находится в автохтонном залегании, определить время и амплитуды ее возможных перемещений, выяснить соотношение с подстилающими и перекрывающими образованиями и, наконец, решить вопрос о времени ее формирования — является ли офиолитовая ассоциация во всем Центральном Казахстане đồngовозрастной или про-

исходит постепенное омоложение её возраста от внешней зоны к внутренним частям эвгеосинклинальной области. Необходимо также выяснить и восстановить палеогеографические и палеотектонические особенности формирования этой ассоциации, её соотношения с другими разновозрастными образованиями по латерали, изучить специфические черты её строения и металлогении.

В изучении стратиграфии кембрия Центрального Казахстана в настоящее время имеются весьма серьезные пробелы. Мы столкнулись может быть с единственным примером, когда фауна кембрия в ряде мест изучена лучше, чем состав и особенно соотношения и стратиграфическая последовательность толщ. Кембрийские отложения нередко сильно тектонически нарушены и характеризуются пестротой разрезов. Вместе с тем фауна кембрия во многих местах ее нахождения заключена в экзотических перемещенных глыбах и не характеризует возраст вмещающих её толщ. В связи с этим необходимо проводить специальные работы по изучению стратиграфии кембрийской системы и расчленить эти отложения с учётом требований крупномасштабного геологического картирования. Не менее важной задачей изучения стратиграфии кембрийских отложений является выяснение латеральных взаимоотношений и фациальных изменений подразделений, находящихся на одном стратиграфическом уровне, а также установление границы кембрийской системы с вендом, границ ее отделов, особенно среднего и верхнего.

Стратиграфические схемы ордовикских, силурийских и девонских отложений разработаны главным образом на основе геологических съёмок среднего масштаба. В настоящее время, когда осуществляется крупномасштабное геологическое картирование, эти схемы во многом требуют уточнения и детализации. Для ордовика предстоит уточнить объёмы и границы пелиноградского, еркебидаякского и андеркенского биостратиграфических горизонтов. Следует провести комплексные биостратиграфические исследования с увязкой данных по изучению фауны беззавмковых брахиопод, конодонтов, радиоларий и других групп. До сих пор в Центральном Казахстане недостаточно изучена фауна венлокского яруса силура, в связи с чем чётко не определены границы альпийского и жумаевского горизонтов, необходимо рассмотрение проблемы выделения прижидольского яруса. Требуется обоснования возраста и расчленения толщи, условно относимые к силуру в Селетинском синеклизии и Чу-Илийском метаклинории. Предстоит большая и сложная работа по уточнению и унификации стратиграфических схем девонских отложений. Необходимо провести

литолого-фашиальное сопоставление девонских отложений различных структурно-формационных зон и упорядочить региональные стратиграфические схемы, по возможности сократив неоправданно большое количество выделенных свит. Следует критически оценить площадь развития девона в Степнякском мегасинклинории.

Детальные литолого-минералого-геохимические исследования, проведенные в Атасуйском рудном районе, дали новый материал по литологии фаменских отложений и их рудоносности. Установленные В.И.Щибриком и Ф.Ф.Таранушичем фашиальные переходы узловатых и рифогенных известняков в железо-марганцевые руды позволяют по-новому рассматривать процессы накопления карбонатных осадков с участием подводных гидротерм. Широкое развитие среди фаменских отложений тек называемых "рифогенных" массивов вызывает необходимость переоценки условий их образования на территории Центрального Казахстана. Важно отметить, что подобные рифогенные образования известны в Центральном Казахстане и среди отложений более древнего возраста.

Наложённые структуры нередко подстилаются верхнедевонской терригенной толщей, которая на Сарысу-Тенизском поднятии и в Атасуйском районе выделена в дайринскую свиту. Стратиграфический объём этой толщи до сих пор остается неясным. Вместе с тем, знание взаимоотношений этой толщи с карбонатными отложениями фамена и турне очень важно при выделении площадей, перспективных для поисков оруденения в карбонатных толщах.

Важнейшей задачей дальнейшего изучения каменноугольных отложений является уточнение положения границы между нижним и средним карбоном, а также уточнение объёма белеутинского горизонта на основе комплексного изучения органических остатков и его сопоставление с серпуховским ярусом. Подлежат обоснованию границы карбона и перми. Должны быть разрешены вопросы сопоставления угленосных толщ, развитых в изолированных синклинальных структурах Центрального Казахстана, в частности корреляция разрезов Карагандинского и Экибастузского бассейнов, а также других угленосных мульд. Следует уточнить возраст континентальных угленосных отложений, развитых в отдельных синклинальных структурах северо-восточной части Центрального Казахстана и содержащих высокометаморфизованные угли. Должно быть выполнено сопоставление разрезов угленосных отложений Карагандинского синклинория с пестроцветными и соленосными толщами Тенизской и Джезказганской впадин, а также с осадочно-вулкано-генными образованиями Прибалхашья; необходимо уточнение страти-

графий верхнепалеозойских полифациальных толщ Тенизской впадины и сопоставление разрезов её северной и южной частей, в связи с оценкой перспектив этой структуры на выявление месторождений меди типа медистых песчаников.

В результате изучения разрезов вулканических толщ верхнего палеозоя в пределах всего Северо-Прибалханского сегмента Балхан-Илийского вулканического пояса, их корреляции и новых оборотов ископаемой фауны и флоры В.Я.Кошкиным доказываются широкое развитие пермских вулканических толщ, прежде относимых к различным свитам каменноугольного возраста. Объёмы и пространственное размещение вулканогенных свит карбона соответственно сократились. Изменение данных о возрасте вмещающих толщ повлекло за собой и изменение представлений о возрасте интрузивных комплексов и конкретных интрузивных массивов. В.Я.Кошкиным отрицается сама возможность существования средне- и позднекаменноугольных интрузивов, возраст акчатауского и кзылсайского интрузивных комплексов нормальных и аляскитовых гранитов повышен до поздней перми и даже поздней перми - раннего триаса. В связи с этим необходима увязка массовых радиогеохронологических определений, полученных по интрузивным комплексам Прибалхашья, с возрастом вмещающих их вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, охарактеризованных местами ископаемой фауны и флорой. При этом следует, с одной стороны, при использовании радиогеохронологических данных тщательно проанализировать представительность исследованного материала, с другой - произвести надёжную корреляцию охарактеризованных органическими остатками верхнепалеозойских толщ с разрезами "чужих" толщ. Предстоит также монографически изучить комплексы позднепалеозойской фауны и флоры Прибалхашья и сравнить их с комплексами фауны и флоры эталонных разрезов. Следует продолжить разработку новых методов выделения спорово-пыльцевых спектров из пород, подвергшихся интенсивным диагенетическим изменениям.

Важнейшей задачей будущих исследований магматических образований является разработка единой общепринятой номенклатуры и классификации интрузивных пород гранитоидного ряда и принципов выделения интрузивных комплексов. Разноречивое толкование ряда понятий приводит к тому, что одни исследователи включают в состав интрузивных комплексов все те породы, которые участвуют в строении того или иного интрузива, другие - рассматривают гранитоидные интрузивы как полихронные образования и выделяют в них гранитоиды нескольких разновозрастных комплексов, принадлежащих к различным

интрузивным формациям. В первом случае интрузивный комплекс включает широкий ряд пород — от габброидов до граносиенитов и гранитов, во втором — относительно узкие ассоциации пород определенного типа (например, кварцевые диориты, гранодиориты, существенно плагиоклазовые граниты крыкудукского комплекса или кварцевые монзониты, монпо-граниты, граносиениты, субщелочные граниты аравульского комплекса и т.д.). Особого внимания заслуживает вопрос формационного и фациального расчленения гранитоидных пород, имеющие определяющее значение при решении петрологических, тектонических и металлогенических задач.

Специального изучения требует проблемы возраста и генетической принадлежности мафитов и ультрамафитов. Этот комплекс пород в Центральном Казахстане оказался весьма плохо изученным. Предстоит большая и сложная работа по восстановлению палеотектонического положения мафитового и ультрамафитового сообщества пород, по изучению их разреза и последовательности формирования, выяснению их положения в современной структуре палеозойд. Важными задачами изучения мафитов и ультрамафитов является установление соотношений между главнейшими членами их разреза, определение металлогенической специализации и перспектив центрально-казахстанских ультрамафитов на хром и другие виды полезных ископаемых, необходима оценка возможности обособления комплекса параллельных даек, которые до сих пор в Центральном Казахстане не выделялись. Особой задачей изучения ультрамафитов является выяснение связей высокотемпературных пород, таких как эглогиты, различные амфиболиты и жадеиты с породами офиолитового комплекса, встречающимися совместно с ними в зонах тектонического меланжа.

Следует углубленно и всесторонне изучать вещественный состав всех типов пород. Как правило, эти исследования осуществляются в процессе геологического картирования, но зачастую уже не удовлетворяют современным требованиям. Необходим комплексный подход к углубленному изучению текстурных, структурных, геохимических, петрохимических, минералогических и других особенностей пород. Особо заслуживает всестороннего изучения различные метасоматиты, часто сопровождающие проявления и месторождения полезных ископаемых. При оценке первичных и вторичных ореолов рассеяния металлов, а также зон гидротермально измененных пород, необходимо использовать обширный фактический материал, полученный при изучении рудных месторождений различных генетических типов.

Одним из главных вопросов тектоники Центрального Казахстана

является проблема образования древнейшей сиалической коры, известной в настоящее время в выходах на Кокчетавской глыбе, Улуту - Артанатинском мегантиклинории, Ишкеольмесском, Ерементауском, Актау-Моинтинском и других антиклинориях, и выяснение ее взаимоотношений с собственно геосинклинальными образованиями, в первую очередь, с офиолитовой ассоциацией горных пород, сопоставляемых некоторыми исследователями с океанической корой палеозойд. Сложными проблемами тектоники Центрального Казахстана являются: выяснение характера субстрата палеозойд (кора сиалического, океанического или переходного типов), его возраста, особенностей, последовательности и соотношений пород субстрата эвгеосинклинальной области палеозойд с древней, возможно океанической, корой. При решении этой проблемы большое внимание следует уделять выяснению взаимоотношений формаций, образовавшихся в океаническую, переходную и континентальную стадии развития Центрально-Казахстанских палеозойд. Не менее важной задачей является рассмотрение возможности выявления древних зон растяжения земной коры типа рифтов и сопряженных с ними структур. Предстоит решить вопрос - имеются ли в тектонической структуре Центрально-Казахстанских палеозойд крупные латеральные перемещения типа шарьяжей¹⁾. В ближайшие годы должны быть составлены тектонические карты, палеотектонические карты и схемы для главнейших стадий (этапов) развития палеозойд Центрального Казахстана, а также карты формаций, которые послужат основой для составления металлогенических карт.

Важнейшей задачей тектонических исследований также следует считать разработку тектонического районирования палеозойд Центрального Казахстана, исходя из сущности геосинклинального процесса, в результате которого формируется кора континентального типа. Более глубокий подход к анализу тектонических явлений позволит раскрыть взаимосвязь тектоники, магматизма и металлогении и до-

¹⁾ Авторы статьи, считая, что эвгеосинклинали образовались на океанической коре, и подходя к оценке проблем тектоники Центрального Казахстана с мобилистских позиций, дают явно неполные рекомендации. Все перечисленные вопросы, безусловно, заслуживают самого серьезного внимания, но ни один из них пока не может считаться доказанным, в частности, существование меленократового фундамента, океанической коры, крупных шарьяжей в раннегеосинклинальных комплексах и т.п. (примечание редактора).

статочно обоснованно выделить историко-эволюционные ряды формаций в их взаимосвязи. Этим самым будет значительно повышена эффективность прогнозов на поиски полезных ископаемых.

СТРАТИГРАФИЯ И МАГМАТИЗМ

Докембрий

Ю.А.Зайцев, С.Б.Розанов, Л.И.Филатова

Геология докембрийских метаморфических толщ Актау-Моинтинского антиклинория

Актау-Моинтинский антиклинорий представляет одну из наиболее значительных по площади областей развития докембрийских метаморфических комплексов в Центральном Казахстане. В отличие от большинства других герцинских поднятий региона, стратифицированные докембрийские комплексы Актау-Моинтинского антиклинория характеризуются относительной простотой как породных ассоциаций, так и степени их дислоцированности. Наряду с поясами сложных линейных складок, здесь сохранились участки преимущественного развития пологих складок, в том числе и брахиморфных. Метаморфические толщи в пределах антиклинория представлены первично терригенными субаквальными осадками, липаритовыми вулканитами и относительно мощными осадками "высокой зрелости" — мономинеральными кварцевыми песчаниками с прослоями глинистых пород, преобразованными при метаморфизме в кварциты, серицитовые и хлоритовые сланцы. Метаморфизм проявлен очень неравномерно, и в некоторых областях антиклинория перечисленные породы практически не изменены, что позволяет уверенно диагностировать их первичные состав, текстуры и структуры.

Можно было бы ожидать, что в этих условиях наиболее важные проблемы геологии древних толщ должны быть решены однозначно уже на ранних стадиях изучения, однако вплоть до настоящего времени они остаются дискуссионными. Причинами этого, в первую очередь, являются особенности пространственного размещения выходов различных по составу толщ, неравномерная степень их метаморфизма. Площадь антиклинория условно делится на две части — западную и восточную — каждая из которых характеризуется своими ассоциациями пород, метаморфической зональностью, спецификой докембрийского и палеозойского гранитоидного магматизма, тектоническими обстановками в докембрии и раннем палеозое. Это обстоятельство в конечном итоге и определяет различия в толковании геологических проблем

района, так как разные исследователи отдавали и отдают предпочтение в своих построениях закономерностям, выявленным либо в его восточной, либо в западной частях.

На востоке широко развита мощная толща алевролитов, сланцев, полимиктовых и кварцевых песчаников, вмещающая на разных уровнях углистые сланцы и мраморы. Эта толща слагает ядра крупных антиклиналей, к крыльям которых приурочены выходы кварцитов (кварцевых песчаников) и залегающих выше порфироидов, часто имеющих в основании базальные конгломераты. На западе широко представлена ассоциация кварцитов с порфироидами, структурные соотношения которых однозначно свидетельствуют о переслаивании пачек этих пород и их неоднократном повторении в разрезе. Повсеместно указанные типы ассоциаций разобщены и разделяются либо телами гранитогнейсов, либо плаями выходов палеозойских отложений.

Не останавливаясь подробно на истории становления представлений о геологии древних толщ района, связанной с именами А.Г.Гокоева, А.А.Богданова, Л.И.Боровикова, И.И.Вишневской, И.Ф.Трусовой, Н.Г.Маркеловой, Н.А.Пуншьева, В.С.Звонцова и многих других исследователей, отметим, что к концу 60-х - началу 70-х годов, после завершения крупномасштабных геологических съёмок в пределах антиклинория, наибольшее распространение получила стратиграфическая схема, незначительно различающиеся варианты которой опубликованы в статьях В.Д.Вознесенского, Е.В.Альперовича, А.В.Авдеева, Б.Г.Коренькова и других участников этих работ. На Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Алма-Ате (1971) она была включена в рабочую корреляционную схему с оговоркой - "юго-восточная часть Атасу-Моинтинского водораздела". К этому времени был определен абсолютный возраст (более 1400 млн. лет) гранитогнейсов, активно воздействующих на стратифицированные метаморфические породы, и тем самым доказан докембрийский возраст последних: метаморфизованные части разреза докембрия по этой схеме представлены (снизу вверх) сулумонакской свитой сланцев и кварцито-песчаников, таскорлянской свитой белых кварцитов, алтынсыганской свитой порфироидов с базальными конгломератами в основании.

Как нам представляется, эта стратиграфическая схема, примененная в 60-х годах в процессе крупномасштабных геологических съёмок для всей территории района, нуждается в комментариях. Авторы схемы, безусловно справедливой для восточной части района, исходили из постулата, позднее сформулированного в одной из статей -

"простая стратиграфия, сложная тектоника" (Авдеев, Альнерович, Вознесенский, 1974). В соответствии с этим постулатом для региона в целом было принято наличие одной сланцевой толщи, одной кварцевой и одной порфиroidной толщ. В тех случаях, когда реальные структурные соотношения толщ вступали в противоречие с такой схемой (а подобные противоречия возникали только на западе района!), искусственно изображались либо опрокинутые, или лежащие складки, либо из разреза изымались вулканы и относились к субвулканическим или интрузивным образованиям.

В 1969-78 гг. авторами в процессе стратиграфических исследований и крупномасштабной геологической съёмки собраны и обработаны новые материалы по геологии докембрия района, которые позволяют по-новому решить ряд вопросов стратиграфии и тектоники докембрия и предложить новую стратиграфическую схему для развитых здесь метаморфических комплексов. К сожалению, за последнее десятилетие сведения об абсолютном возрасте метаморфических пород практически не дополнились, поэтому приходится ограничиваться констатацией их принадлежности к докембрию и говорить об относительном возрасте выделяемых подразделений.

Стратиграфия метаморфических комплексов

Среди нерешенных вопросов геологии докембрийских метаморфических комплексов района наиболее важными являются проблемы их стратиграфии. Имеющиеся стратиграфические схемы либо не универсальны и применимы лишь к отдельным частям антиклинория (Авдеев и др., 1974), либо в значительной мере устарели, поскольку не учитывают новые данные, полученные в процессе крупномасштабных геологических съёмок. Нам представляется своевременным вернуться к обсуждению проблем стратиграфии, так как имеющийся сейчас материал позволяет предложить сводную стратиграфическую схему древних отложений для докембрия всего антиклинория. Ниже приведены краткие сведения о стратиграфии древних толщ восточной части антиклинория и более подробно изложены новые данные о стратиграфической последовательности в его западной части.

Граница между западной и восточной частями антиклинория проходит вдоль западного склона долины р. Чагагай на ее долготном участке и далее на север и северо-северо-восток к верховьям р. Алабаска (рис. I).

Восточная часть района. Эта часть изученной территории охватывает долину р. Чагагай, верховья р. Моинты, горы Кызылжар, Сарыкульджа, Копал, Айкарлы. Здесь в разрезе древних толщ предлагает-

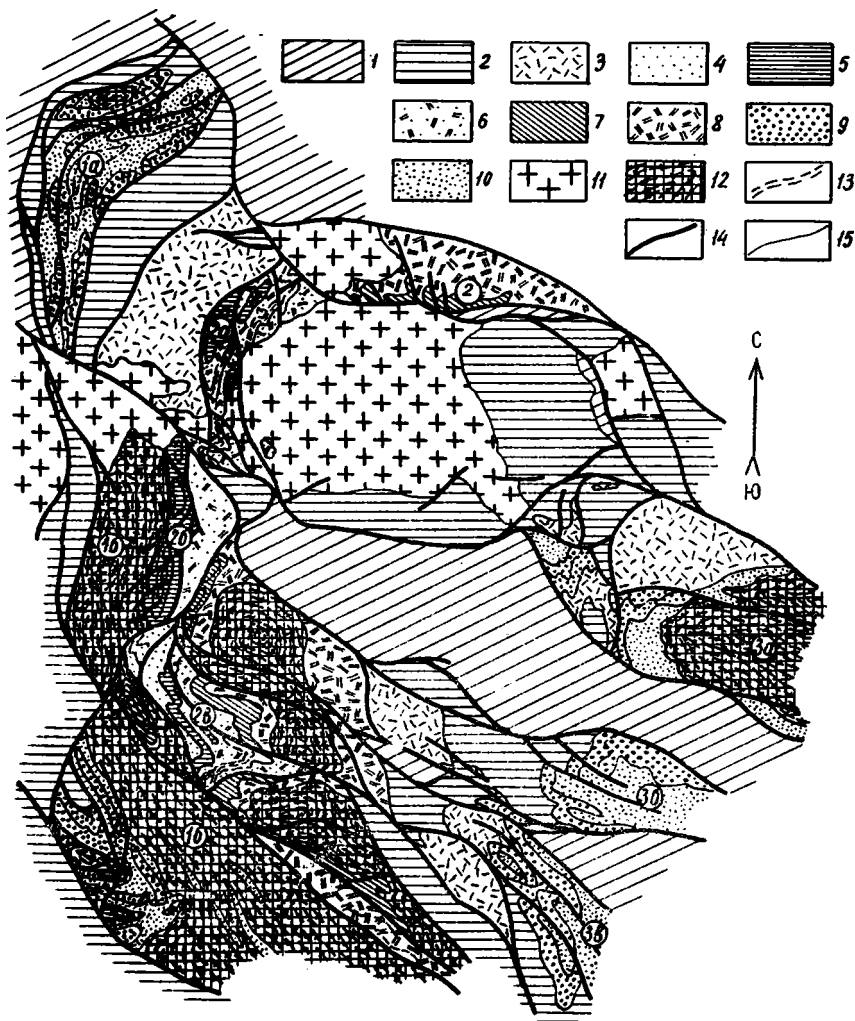
ся выделять айкарлинскую свиту сланцев и таскоралинскую свиту кварцитов и кварцито-песчаников, которые несогласно перекрыты алтынсингенской свитой порфироидов. Целесообразность применения указанных наименований обосновывается ниже.

Айкарлинская свита представляет собой мощную толщу слабометаморфизованных аргиллитов, алевролитов, кварцевых песчаников, углисто-глинистых сланцев, вмещающую линзы мраморов и редко кислых вулканитов и обычно слагающую ядра относительно крупных антиклиналей, к которым приурочены массивы гранито-гнейсов (Узеньжальский массив). Степень метаморфизма этой толщи мала и даже вблизи массивов гранито-гнейсов часто не достигает фации зеленых сланцев, имея отчетливую тенденцию к уменьшению в восточном и юго-восточном направлениях.¹⁾ Мощность сланцевой толщи составляет более 2000 м. Среди сланцев вверх по разрезу увеличивается количество и мощность прослоев кварцевых косослоистых песчаников, содержание которых в верхних 100-150 м разреза достигает 20-30%. Одновременно с увеличением количества кварцевых песчаников растёт роль серицитовых разностей среди сопровождающих их сланцев.

Таскоралинская свита надстраивается айкарлинскую с постепенным переходом и представляет толщу грубоплитчатых белых, светло-серых и светлых желтовато-серых кварцитов и кварцито-песчаников, которая венчается пачкой белых массивных, иногда косослоистых кварцитов, в наиболее полных разрезах надстроенной пачкой серицитовых сланцев с частыми прослоями плитчатых кварцитов. Суммарная мощность таскоралинской свиты составляет до 400 м.

Алтынсингенская свита сложена порфироидными липаритового состава, несогласно залегает на кварцитах таскоралинской или сланцах айкарлинской свит, имеет в основании прерывистый горизонт базальных конгломератов с обильной галькой кварцитов и кварцито-песчаников. Ее мощность составляет по разным оценкам от 2500 м до 3800 м (Авдеев и др., 1972; Авдеев, Альперович, Вознесенский, 1974). Налегание порфироидов алтынсингенской свиты на сланцы и кварциты описано в ряде мест, среди которых наиболее представите-

¹⁾ В настоящее время получены данные (см. статьи Л.Л.Германа и И.З.Филиппович и Н.И.Гвоздик в настоящем сборнике) о зональном характере метаморфизма в пределах антиклинория и его возможном проявлении позже внедрения гранито-гнейсов узеньжальского комплекса.



лен участок гряд Керегетас (Котырмас) вблизи зим. Баба, впервые описанный А.В.Авдеевым (1965). Конгломератовые сланцы в основании свиты имеют размерность от валунных до мелкогальчатых. Цементирующей массой большей частью служат терригенные сланцы, однако иногда она имеет туфогенную природу. Порфиroidы алтынсинганской свиты характеризуются повсеместно свежим обликом, их выходы приурочены к пологим расчлененным грядам, имеющим на местности темный буроватый цвет, а на аэрофотоснимках - темный фототон. Среди них широко развиты субвулканические тела изометричной и пластовой формы. Забегая вперед, следует отметить, что порфиroidы западной части антиклинория почти всегда приурочены к подножью гряд и нерасчлененным участкам долин. Их фототон более светлый, а рисунок отчетливо полосчатый, отражающий реликтовую относительно тонкую слоистость. Субвулканические тела в них встречаются реже.

Указанная "триада" - сланцы, кварциты, порфиroidы - на востоке района почти всегда встречаются совместно. Все породы претерпели активное воздействие гранитогнейсов с абсолютным возрастом более 1400 млн. лет. Следует отметить, что определение абсолютного возраста сингенетических цирконов из порфиroidов алтынсинганской свиты дало цифру 800 млн. лет (Филатов и др., 1977), т.е. возникло явное противоречие в определении возраста вмещающих порфиroidов и прорывающих их гранитогнейсов узеньжальского комплекса.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта Актау-Моинтинского антиклинория.

I - отложения среднепалеозойского возраста; 2 - отложения венда - раннего палеозоя; 3 - алтынсинганская свита; 4-5 - айдахарлинская свита: 4 - верхняя подсвита, 5 - нижняя подсвита; 6-7 - кабантауская свита: 6 - нижняя подсвита, 7 - верхняя подсвита; 8 - урккендеуская свита; 9 - таскоралинская свита; 10 - айкарлинская свита; II - граниты позднепермские; 12 - гранито-гнейсы; 13 - горизонты кварцитов; 14 - разрывные нарушения; 15 - геологические границы. Цифрами обозначены: 1 - Актауский антиклинорий (1а - горы Актау, 1б - Жамантаасский массив гранито-гнейсов); 2 - Кабантауский синклинорий (2а - горы Акмэя, 2б - горы Айдахарлы, 2в - участок гряд Кабанатау); 3 - Узеньжальский антиклинорий (3а - Узеньжальский массив гранито-гнейсов, 3б - горы Кызылжар, 3в - горы Сарыкульджа)

Западная часть района. К западной части антиклинория относится область распространения метаморфических толщ к западу от долины р. Чажагей - гор Алабас. Она охватывает участки гряд Кушко, Кабантау, Жельдытау, Айдахарлы, Балаайдахарлы, Акмая, Алабас, Актау, Таскоралы. Для региональной структуры здесь характерны изогнутые к западу пояса складок, простирающие которых меняется от северо-западного на юге и юго-западе до долготного на широте долины р. Атасу и близширотного на севере (см. рис. I). Здесь отчетливо проявлена структурная неоднородность - относительно узкие линейные, часто опрокинутые синклинали разделяются широкими, часто брахиморфными антиклиналями, к ядрам которых приурочены массивы гранитоидов, автохтонные фации которых в виде послонных инъекций и вдоль разрывов внедряются в неграницированные породы кровли.

По особенностям геологического строения западная часть антиклинория распадается на внешнюю и внутреннюю зоны. Внешняя, более западная зона, охватывающая гряды Актау, Таскоралы, Жельдытау, характеризуется сходством стратиграфического разреза с восточной частью антиклинория, отличаясь лишь морфологией складчатых структур. В ее пределах, как и на востоке, разрез включает айхерлинскую свиту (сланцевую толщу) и таскоралинскую свиту (кварцитовую толщу). Во внутренней зоне указанные свиты отсутствуют и разрез метаморфических комплексов представлен уркендеуской свитой порфиридов, кабантауской свитой кварцитов, порфиридов и сланцев и айдахарлинской свитой кварцитов и порфиридов.

Внутренняя зона складчатых дуг западной части антиклинория, охватывающая изогнутую полосу от гряды Кушко на юге до гряд Акмая и Алабас на севере, включает участки, прилегающие к грядкам Кабантау, Беркутты, Балаайдахарлы и к западному обрамлению Кызылтауского гранитного массива вдоль долины сая Дарат. Она повсеместно характеризуется ассоциацией кварцитов и порфиридов. Здесь отсутствует подстилающая кварциты мощная толща сланцев, и пачки кварцитов всегда залегают на пачках порфиридов, отделяясь от них маломощными (первые метры и десятки метров) пачками сланцев с прослоями кварцитов. Порфириды всегда имеют признаки "туффитовости" в верхних частях - тонкую полосчатость, отражающую реликтовую слоистость, мелкозернистость, прослои осадочных пород, примесь обломочного материала. Хотя строение кварцитовых пачек здесь напоминает строение кварцитоидной толщи востока антиклинория и гряд Актау и Таскоралы, они характеризуются определенными индивидуаль-

ными особенностями и достаточно уверенно разделяется между собой.

Наибольшие разногласия в трактовке стратиграфии и структуры метаморфических толщ вызывает именно эта часть Актау-Монитинского антиклинория, поскольку установленные здесь соотношения пачек кварцитов и порфиридов и особенности строения разделяющих кварцитовые пачки толщ не имеют аналогий в восточных частях антиклинория. Переслаивание кварцитов, сланцев и порфиридов в рассматриваемой полосе, установленное еще в середине 50-х годов, нашло отражение в существующих стратиграфических схемах и ряде публикаций (Вишневская и др., 1958; Зайканов, 1965; Зайцев и др., 1974; Филатова, 1976). Представления о наличии здесь нескольких пачек кварцитов и переслаивавшихся с ними порфиридов длительное время не подвергались сомнению. Только в процессе крупномасштабных геологических съёмок, охвативших в середине 60-х годов и восточные и западные части антиклинория, упомянутый выше постулат о "простой стратиграфии" древних толщ привел участников этих работ к неудачной на наш взгляд попытке реализовать для всей территории стратиграфическую схему востока - "триаду" из сланцев, кварцитов и порфиридов в последовательности снизу вверх. Итогом этих работ явилось искусственное искажение структуры и сводного разреза, из которого были изъяты мощные стратифицированные толщи порфиридов.

В связи с изложенным, на строении рассматриваемой зоны следует остановиться более подробно. При всей сложности её строения, она включает, по крайней мере, два участка, структура которых позволяет однозначно судить о стратиграфической последовательности развитых на их площади метаморфических толщ. Южный участок охватывает гряды Кабантау и их южное и юго-западное обрамление (рис. 2). Северный участок относится к району гряд Акмая.

Участок гряд Кабантау. В районе гряд Кабантау основу структуры составляет открытая в северо-западном направлении крупная синклиналиная складка, крылья которой сложены мощной толщей порфиридов, гранитизированных в нижних частях (см. рис. 2). Ядро синклинали сложено толщей, включающей кварциты, кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы, порфириды. Кварциты образуют среди порфиридов и сланцев как отдельные относительно маломощные (5-10 м) прослои, так и пачки мощностью в десятки метров.

Уркендеуская свита. Подробное изучение выходов порфиридов на крыльях синклинали подтвердило правильность вывода об их стратифицированности. На это указывает "слоистый" рисунок выходов

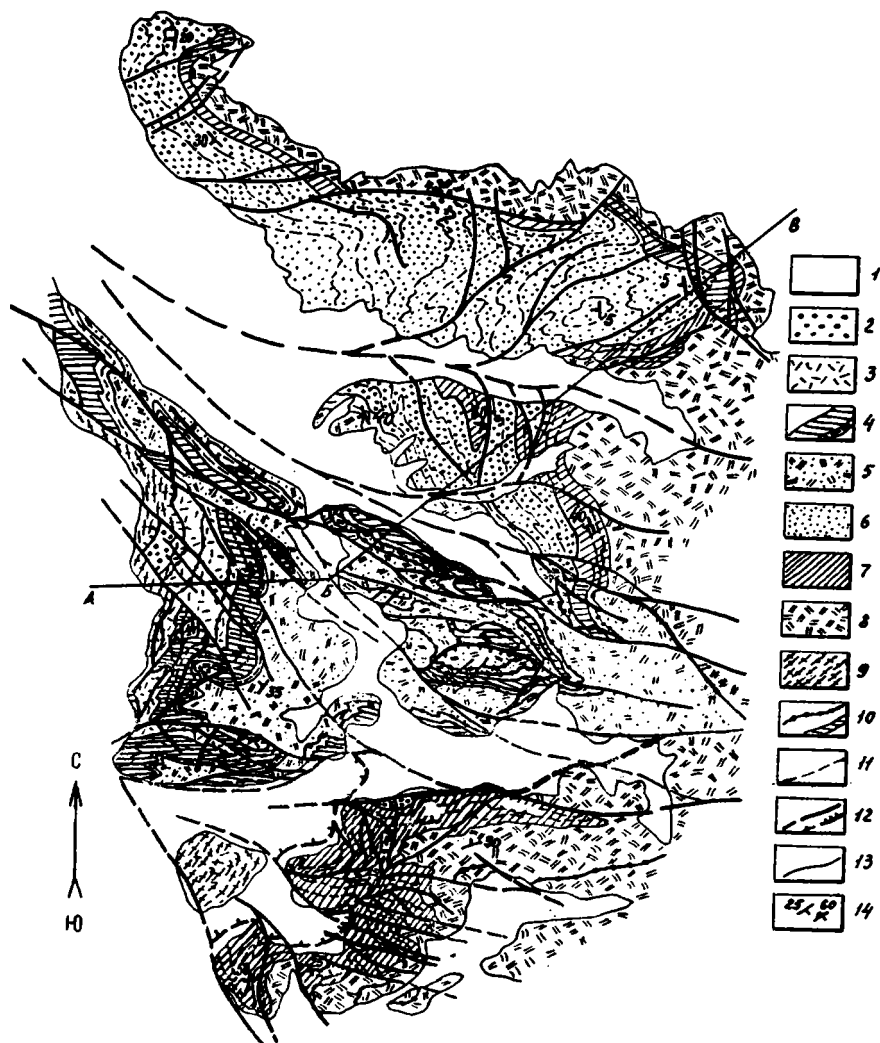




Рис. 2. Геологическая карта участка гряд Кабантау.

I - кайнозойские отложения; 2 - отложения среднего палеозоя; 3-4 - айдахарлинская свита: 3 - верхняя подсвита, 4 - нижняя подсвита; 5-7 - кабантауская свита: 5 - порфиroidы верхней подсвиты, 6 - белые кварциты нижней подсвиты, 7 - кварциты и сланцы основания нижней подсвиты; 8 - уркюндеуская свита; 9 - гнейсы и гранитогнейсы; 10 - горизонты кварцитов; II - прослой сланцев; I2 - разрывные нарушения; I3 - геологические границы; I4 - элементы залегания

порфиroidов на аэрофотоснимках (даже в полях гранитизации), наличие в них прослоев кварцитов и сланцев и повсеместное распространение в верхней части толщи пачки тонкослоистых туффитов мощностью от 20-25 до 100-150 м. На южном крыле синклинали в верхней части порфиroidной толщи был обнаружен горизонт кварцитов с прослоями сланцев в основании, который непрерывно прослеживается более чем на 5 км, строго повторяя рисунок крыла синклинали по кровле порфиroidов. Как структурное положение, так и внутреннее строение этого горизонта (отсутствие симметрии в поперечном сечении) исключают возможность его изображения в качестве ксенолита или ядра узкой (около 10 м) синклиальной складки с изогнутой осью. Линзы кварцитов и сланцев отмечены среди порфиroidов и на северо-восточном крыле синклинали. Таким образом, следует считать доказанным наличие мощной (более 1000 м) толщи порфиroidов, залегающей ниже мощной пачки кварцитов и вмещающей в своей верхней части прерывистые горизонты кварцитов и сланцев; нижнюю толщу порфиroidов мы предлагаем выделять как урендеускую свиту. Этот вывод имеет принципиальное значение, поскольку сразу же влечёт за собой вывод о стратиграфической самостоятельности разреза рассматриваемого участка, его неидентичности разрезу восточной части антиклинария.

Кабантауская свита. Выше толщи порфиroidов, на ее "туффитовой" части залегает кабантауская свита, включающая кварцито-сланцевую нижнюю подсвиту и перекрывающую ее толщу порфиroidов с горизонтами кварцитов и сланцев, выделяемую в качестве верхней подсвиты¹⁾.

Нижняя подсвита в основании сложена пачкой сланцев, существенно хлоритовых в низах и серицитовых в ее верхах. Сланцы вмещают прослои (0,5-5 м) косослоистых плитчатых кварцитов обычно светлорусой окраски, количество которых растёт вверх по разрезу. Мощность пачки увеличивается с северо-запада на юго-восток от 30 до 100 м. Выше залегает пачка грубоплитчатых белых кварцитов, некоторые разности которых сохраняют реликтовые косослоистые текстуры (80-120 м). Белые кварциты надстраиваются пачкой кварц-серицитовых

¹⁾ Ранее (Зейцев, Королев, Филатова, Шлыгин, 1974; Филатова, 1976) к кабантауской свите относилась только пачка белых кварцитов - нижняя подсвита в предлагаемой схеме, а большая часть верхней подсвиты включалась в даретскую свиту.

сланцев с единичными прослоями светло-розовых тонкоплитчатых кварцитов (30-40 м), которая венчается горизонтом тонкоплитчатых розовых кварцитов мощностью в 20-30 м. Мощность нижней подсвита составляет около 300 м.

Верхняя подсвита начинается пачкой порфиroidов, обнаженной в пределах участка фрагментарно и обычно инфильтрованной или замещенной пластовыми телами очковых гранитогнейсов. Минимальная мощность пачки составляет около 200-300 м. В верхней части пачки порфиroidы представлены мелкозернистыми тонкополосчатыми разностями по туффитам (около 20-30 м). Порфиroidы перекрываются пачкой сланцев и кварцитов, слагающей широкую гряду. В строении пачки принимают участие (снизу вверх): 1 - темно-серые и бурные кварциты тонко-плитчатые с прослоями хлоритовых и серицитовых сланцев (около 20-25 м); 2 - хлоритовые сланцы с горизонтом (5-10 м) белых кварцитов в средней части (около 50-60 м); 3 - светло-серые грубоплитчатые кварциты, слагающие 5-7 горизонтов мощностью в 5-10 м, разделенных прослоями серицитовых сланцев мощностью в 1-5 м; 4 - серицитовые сланцы (около 10-15 м); 5 - горизонт светло-серых кварцитов с косослоистой текстурой (5-10 м); 6 - порфиroidы (10-20 м); 7 - горизонт плитчатых желтовато-серых кварцитов (3-10 м). Выше залегает пачка порфиroidов, вмещающая в средней части горизонт хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев с 2-3 прослоями массивных грубоплитчатых кварцитов мощностью от 5 до 20 м. Мощность подсвита в целом составляет не менее 400 м.

Айдахарлинская свита согласно надстраивает кабантаускую свиту; наиболее полный разрез находится в гряде Беркутты. Она состоит из двух подсит: нижней - кварцитовой, и верхней - порфиroidной.

Нижняя подсвита слагает восточный склон и гребень гряды и представлена пачкой сланцев с маломощными прослоями плитчатых кварцитов (25-40 м), которая перекрывается пачкой белых грубоплитчатых кварцитов мощностью около 100 м.

Верхняя подсвита обнажена вдоль западного склона гряды. Здесь на белых кварцитах нижней подсвита залегают: 1 - порфиroidы - 30-50 м; 2 - розовато-серые тонкоплитчатые кварциты - 5-10 м; 3 - порфиroidы, вмещающие три горизонта белых тонкоплитчатых кварцитов мощностью в 2-3 м, 10-15 м и 5 м, к основанию которых приурочены прослои кварцево-серицитовых сланцев. Мощность подсвита более 200 м.

Участок гряд Акмея также характеризуется распространением толщ кварцитов, разделенных толщами порфиroidов, и отсутствием мощной сланцевой толщи. Основу структуры здесь составляет крупная синклинальная складка, ось которой изгибается, меняя направление от близдолготного на юге до почти широтного на севере. Северо-западное крыло складки срезано крупным продольным разрывом, а к восточному и юго-восточному приурочен северный контакт Кызылтауского пермского гранитного массива. Ядро синклинали сложено белыми кварцитами, образующими из-за ундуляции шарнира цепь замкнутых синклиналей (см.рис. I). Восточное крыло синклинали сложено толщей порфиroidов, вмещающей в средней части пачку кварцитов и сланцев.

Сводный разрез метаморфических толщ участка имеет следующее строение (снизу-вверх):

1. Порфиroidы, в верхней части содержат прослои тонкопелосчатых разностей "туффитового" облика, хлоритовых сланцев, кварцитов более 200 м
2. Хлоритовые и серицитовые сланцы с прослоями кварцитов и линзами порфиroidов, в средней части содержат мощный (8-10м) прослой белых кварцитов 60-80 м
3. Белые и светло-серые кварциты, слагающие 7 прослоев мощностью 5-10 м, разделенных прослоями серицитовых сланцев мощностью 2-5 м 80-100 м
4. Порфиroidы, частично замещающиеся по простиранию кварц-серицитовыми сланцами 10-20 м
5. Светло-серые грубослоистые кварциты с прослоями кварц-серицитовых сланцев в основании 10-15 м
6. Порфиroidы с прослоями туффитовых разностей в верхней части около 200-250м
7. Кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы с прослоями бурых и серых плитчатых кварцитов 50-80 м
8. Белые грубоплитчатые кварциты более 100м

Фрагменты этого разреза прослеживаются на юг вдоль западной границы Кызылтауского массива до зим. Дарат.

В приведенном разрезе пачки I-6 относятся к верхней подсвите кабантауской свиты, пачки 7-8 - к нижней подсвите эйдахарлинской свиты. Сравнение с участком гряд Кабантау обнаруживает полное сходство названных частей разреза. Устойчивость и выдержанность рассмотренного типа разреза на большой площади исключает возмож-

ность оценки ассоциации порфиридов и кварцитов как случайной, эпизодической, и лишний раз доказывает его самостоятельность в сводном разрезе района.

Участок гряд Аксоран. Специального рассмотрения заслуживает толща порфиридов, с разрывом и несогласием перекрывающая сланцы и кварциты в восточной части антиклинория. До настоящего времени считалось, что порфириды с галькой в основании перекрывают только айкарлинскую и венчающую её таскоралинскую свиты. В связи с этим нам представляется важным рассмотреть участок гряд Аксоран, расположенный в 20 км восточнее центральной усадьбы совхоза Кызылтау (рис. 3). Здесь порфириды с пачкой конгломератов в основании, весьма близко напоминающие алтынсынгэнскую свиту востока, перекрывают породы, принадлежащие разрезу несомненно западного кварцито-порфиридного типа. Конгломераты валунной и среднегалечной размерности с цементом терригенного состава в нижней части и вулканомиктовым в верхней залегают непосредственно на кварцитах. Кварциты слагают горизонт мощностью в 10-15 м, который подстилается пачкой кварц-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев с прослоями кварцитов. Мощность пачки сланцев составляет около 50-80 м. Сланцевая пачка в свою очередь подстилается пачкой порфиридов, содержащих в верхней части прослой туффигов и туфопесчаников. Видимая мощность пачки порфиридов на западном склоне гряды Аксоран составляет около 150 м. Северо-восточнее гряды Аксоран разрез порфиридов и перекрывающих их сланцев и кварцитов более полон. Порфириды, отчасти гранитизированные, имеют видимую мощность до 500-600 м, а вышележащие сланцы (около 80 м) надстроены кварцитами с прослоями серицитовых сланцев общей мощностью до 100-150 м. Конгломераты на восточном склоне гряды Аксоран надстраиваются порфиридами с видимой мощностью около 100 м. Восточнее, за разрывом, их мощность не менее 200-300 м.

Конгломераты с обильной галькой кварцитов и сланцев и вышележащие порфириды близки описанным на участке гряд Керегетас (Котыртас), что позволяет отождествить их с алтынсынгэнской свитой. Нижележащие кварциты и подстилающие их порфириды, по общему строению, в свою очередь, близки верхам кабантауской свиты участков гряд Кабантау и Акмая. Это обстоятельство позволяет допускать, что порфириды алтынсынгэнской свиты занимают в сводном разрезе метаморфического комплекса наиболее высокое стратиграфическое положение.

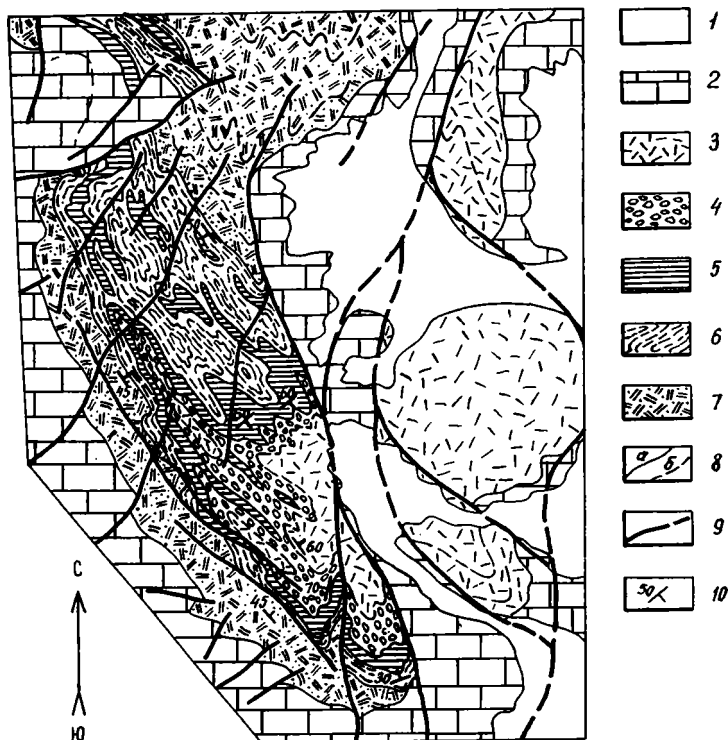


Рис. 3. Геологическая карта участка гряды Аксоран.

1 - Кайнозойские отложения; 2 - нижний палеозой, известняки; 3-4 - алтынсынганская свита (?): 3 - порфиroidы; 4 - конгломераты; 5-7 - верхнеатасуйская серия: 5 - кварциты, 6 - сланцы, 7 - порфиroidы; 8 - а) геологические границы, б) пласты и пачки пород; 9 - разрывные нарушения; 10 - элементы залегания

Таким образом, древние толщи Актеу-Моинтинского антиклинория четко обособляются в две крупные серии. Первая, сланцево-кварцитовая, распространена на востоке и крайнем западе антиклинория. Она обладает мощностью в 1500-2500 м, повсеместно разделяется на айкарлинскую сланцевую и таскаралинскую кварцито-песчаниковую свиты.

Наименование сланцевой толщи было предложено Н.Г.Марковой (1961), второе, предложенное в 1958 г. И.Ф.Трусовой, вошло в рабочую стратиграфическую схему согласно решению стратиграфического совещания 1971 г. в г. Алма-Ата. Объемы обеих свит и граница между ними при таком делении будут идентичны предложенным ранее¹⁾ в опубликованных вариантах стратиграфических схем (Маркова, 1961; Вознесенский, 1971; Авдеев и др., 1972, 1973). Для серии в целом целесообразно сохранить название киикская, предложенное ранее В.С.Звонковым (1969).

Ассоциацию кварцитово-сланцевых и порфиroidных толщ, развитую во внутренней складчатой дуге западной части антиклинория в верховьях р. Атасу, мы предлагаем выделить в качестве самостоятельной верхнеатасуйской серии²⁾. В приводимых выше разрезах опорных участков гряд Кабантау и Акмая верхнеатасуйская серия, как было показано выше, разделена на три свиты.

Нижняя толща порфиroidов выделяется как уркендеуская свита. Основание ее неизвестно. Название предложено по зим. Уркендеу, где на обширных площадях распространена толща нижних порфиroidов.

Средняя, кабантауская свита состоит из двух подсвит – нижней, состоящей из белых кварцитов с горизонтами сланцев в основании, и верхней, представленной толщей сложного строения – порфиroidов с горизонтами кварцитов и сопровождающих их сланцев. Наименование "кабантауская свита" представляется естественным, поскольку ее наиболее представительные разрезы находятся на гряде Кабантау и её южных склонах.

Айдахарлинская свита является верхним членом разреза верхнеатасуйской серии. Она состоит из двух подсвит. Нижняя подсвита сложена белыми кварцитами и подстилающими их маломощными серицитохлоритовыми сланцами. Верхняя подсвита представлена порфиroid-

1) Название "сулумонакская" свита для сланцевой толщи разреза неудачно, так как ее разрез в верховьях р. Сулумонак крайне неясен, насыщен интрузивными породами, не исключена его принадлежность к кембрию. Свита кварцитов в горах Актау ранее выделялась как актауская (Вишневская, Кудрявцев, Трусова, 1958).

2) Предлагавшееся ранее название "атасуйская" серия (Зайцев и др., 1974) не может быть использовано, так как было прежде применено Н.А.Пупышевым для обозначения разреза нижнего палеозоя Атасуйского антиклинория.

дами с прослоями кварцитов и сланцев. Наименование свиты было предложено ранее (Вишневская, Кудрявцев, Трусова, 1958) по разрезу в гряде Айдахарлы. Его следует сохранить, хотя наиболее полные опорные разрезы свиты находятся в горах Беркутты.

Внутреннее строение кабантауской и айдахарлинской свит весьма близко — и та и другая в низах состоят из кварцитов, для верхов обеих свит характерно чередование порфиroidных пачек и горизонтов кварцитов. В то же время имеются и существенные отличия во внутреннем строении свит, характере чередования пачек, их мощностях и т.п. Непосредственные соотношения этих свит установлены в разрезах гряд Кабантау и Акмая, где айдахарлинская свита залегает выше кабантауской. Можно полагать, что однотипность строения свит обусловлена чередованием эпох кислого вулканизма и эпох привноса из южных областей размыва песчано-глинистого терригенного материала, давшего начало сланцевым и кварцитовым пачкам.

Стратиграфические соотношения киикской и верхнеатасуйской серий в настоящее время не могут быть установлены однозначно, так как из прямые контакты не известны. Верхнеатасуйская серия составляет сложную синклиналичную структуру, западное крыло которой повсеместно срезано крупными разломами. В ядрах куполовидных антиклиналей к видимым низам серии приурочены массивы гранитогнейсов. При решении вопроса о соотношении серий существует два подхода. Согласно первому, область распространения верхнеатасуйской серии рассматривается как главный, осевой ствол Актау-Моинтинского антиклинория и сама серия помещается в основание разреза метаморфических толщ. Этой точки зрения придерживается Л.И.Филатов (1976). Согласно второму подходу (Ю.А.Зайцев, С.Б.Розанов), области распространения киикской серии на крайних западе и востоке района в докембрийской структуре выделяются как антиклинории (соответственно Актауский и Узеньжальский), разделяющая их область распространения верхнеатасуйской серии выделяется в качестве Кабантауского синклинория, и эти структуры считаются сопряженными. Тем самым допускается более высокое стратиграфическое положение верхнеатасуйской серии по отношению к киикской и оставляется открытым вопрос о соотношении алтынсинганской свиты с верхнеатасуйской серией.

Не вызывает сомнений наложение алтынсинганской свиты на киикскую серию. Ее возраст может быть позднерифейским, что не противоречит имеющимся геологическим данным и единственной пока пифре аб-

солитного возраста (800 млн. лет). В то же время, возможная сопряженность Узеньжальского антиклинория и Кабантауского синклинория не исключает принадлежности алтынсингенской свиты к основанию верхнеатасуйской серии.

Заключение

Структурные соотношения метаморфических комплексов района позволяют обсуждать три варианта стратиграфической схемы.

1. Приуроченность киикской серии к антиклинориям, а верхнеатасуйской серии к разделяющему их синклинорию может свидетельствовать о принадлежности киикской серии к основанию разреза, а верхнеатасуйской серии к его более высоким частям. Алтынсингенская свита, залегающая резко несогласно на киикской и атасуйской сериях, венчает сводный разрез. О возникающих при такой интерпретации сводного разреза противоречиях в связи с существующими представлениями о возрасте гранитогнейсов узеньжальского комплекса говорилось выше.

2. Возможная сопряженность Узеньжальского антиклинория и Кабантауского синклинория позволяет допускать предположение о принадлежности алтынсингенской свиты к основанию верхнеатасуйской серии, то есть ее тождественности уркендеуской свите. На правобережье р. Чажагэй порфирииды алтынсингенской свиты, перекрывающие кварциты таскоралинской свиты, полого погружаются на запад, как бы подстилая порфирииды уркендеуской свиты. Граница этих порфириодных толщ не известна, она перекрыта кайнозойскими отложениями. При такой оценке сводного разреза отождествление алтынсингенской свиты и толщи порфириодов с горизонтом конгломератов в основании на участке гряды Аксоран (см. рис. 3) ошибочно, и последнюю следует относить к верхам верхнеатасуйской серии, а перерыв в ее основании трактовать как частный, внутриформационный.

3. Возможно, что Узеньжальский антиклинорий, Кабантауский синклинорий и Актауский антиклинорий разделены крупными разрывами и не сопряжены в региональной структуре. В этом случае порфириодно-кварцитовая ассоциация верхнеатасуйской серии может занимать в сводном разрезе и самое низкое положение, как считает Л.И. Филатов.

Имеющиеся геологические и геохронологические данные в настоящее время не позволяют признать какой-либо из перечисленных вариантов единственно правильным. Это можно будет сделать только после получения новых радиохронологических определений, которые позволят оценить степень достоверности имеющихся датировок гранитогнейсов

Узеньжальского массива (более 1400 млн. лет) и порфиroidов алтын-синганской свиты (800 млн. лет), а также установить возраст гранитогнейсов Жамантасского массива и порфиroidов верхнеатасуйской серии.

Литература

Авдеев А.В. О возрасте порфиroidов Атасу-Моинтинского водораздела. - В кн.: Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана. Л., "Недра", 1965.

Авдеев А.В. и др. Атасу-Моинтинский антиклинорий. Верхний докембрий. - В кн.: Геология СССР, т. XX, кн. I. М., "Недра", 1972.

Авдеев А.В., Альперович Е.В., Вознесенский В.Д. Докембрийские отложения Атасу-Моинтинского водораздела. - В кн.: Докембрий и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, 1974.

Вишневская И.И., Кудрявцев М.И., Трусова И.Ф. Новые данные по геологии докембрийских образований Атасуйского района (Центральный Казахстан). - "Изв. высш. учебн. завед. серия геол. и разведка", 1958, № I.

Вознесенский В.Д. Стратиграфия допалеозойских и нижнепалеозойских отложений Атасу-Моинтинского водораздела. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.

Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л.И., Шлыгин Е.Д. Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, 1974.

Звонцов В.С. К формационной характеристике древних (докембрийских) толщ Киикского района. - "Изв. АН КазССР, Серия геол.", 1969, № 4.

Маркова Н.Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпак-Далы. М., изд-во АН СССР, 1961.

Филатова Л.И. и др. Проблемы геохронологии метаморфических комплексов докембрия Центрального Казахстана. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., "Наука", 1977.

Филатова Л.И. Основные положения и проблемы стратиграфии метаморфического комплекса докембрия Центрального Казахстана. - "Вестн. Моск. ун-та, Серия геол.", 1976, № I.

Некоторые результаты литологического изучения
протерозойских сланцево-кварцитовых толщ
Актау-Моинтинского антиклинория

В течение ряда лет в пределах Актау-Моинтинского антиклинория Л. И. Филатова, Д. К. Фролов и автор занимались изучением литологии протерозойских толщ. Предпринятое литологическое исследование докембрийских отложений было обусловлено, с одной стороны, существованием противоречий в понимании их стратиграфии и истории геологического развития (Вишневская, Трусова, Филатова, 1967; Вознесенский, 1971; Авдеев и др., 1972; Филатова, 1976), с другой — тем интересом, который проявляется в последнее десятилетие к изучению слабометаморфизованных докембрийских толщ, позволяющему восстановить процессы и условия осадкообразования в допалеозое. С этой точки зрения среди предшествующих работ по докембрию Актау-Моинтинского антиклинория особенного внимания заслуживают результаты формационного анализа, полученные ранее для восточной части района В. С. Звонцовым (1969), а для остальной территории в 1976 году Н. А. Путьшевым.

Рассматриваемые протерозойские толщи находятся в основании докембрийского разреза, обладают мощностью более 2500 м и сменяются выше палеонтологически охарактеризованными отложениями венда — нижнего палеозоя. Особенностью протерозойских осадочных толщ является их преимущественно терригенный состав и своеобразный характер метаморфизма. Литологическое изучение их проводилось по двум направлениям, одно из которых заключалось в установлении стадийности и зональности вторичных преобразований пород, а другое было связано с реставрацией главных черт их исходного состава, строения и условий осадконакопления. Частично результаты наших исследований были опубликованы ранее (Гвоздик, 1978).

Особенности вторичных изменений

Современный облик толщ, выделяемых обычно под общим названием кварцито-сланцевых, сформирован под воздействием ряда вторичных процессов. Большинство исследователей, занимавшихся ранее их изучением, отмечали слабые проявления метаморфизма на востоке района и общее усиление его в западной части. Наиболее детально этот вопрос был рассмотрен ранее В. С. Звонцовым (1969).

Исследование вещественного состава пород с использованием элементов стадияльного анализа позволило нам установить несколько

этапов в их постседиментационных преобразованиях, а также проследить развитие этих процессов на площади (рис. I). Установление стадий вторичных изменений проведено с учетом данных Н.В.Логвиненко, А.В.Копелиовича, А.Г.Коссовской, И.М.Симановича, В.Д.Шутова (Коссовская, Шутов, 1957, 1971; Копелиович, Симанович, 1966; Симанович, 1972).

На крайнем юго-востоке района (горы Кенелы, Айкарлы, Капал, Кызылжар) протерозойские отложения не метаморфизованы (зона I). В кварцитовидных песчаниках широким развитием пользуются конформно-регенерационные структуры. Обломочные зерна характеризуются плоскими, конформными, реже микростиллолитовыми и инкорпорационными контактами. При большем количестве цемента образуются породы с прекрасно выраженной псаммитовой структурой. Кварцевые зерна сохраняют различные первичные структурные дефекты (Симанович, 1968, 1972). Встречаются разности, высоконасыщенные мелкими газово-жидкими включениями и содержащие гетерогенные включения. Песчаники и гравелиты отличаются сравнительно пестрым набором реликтовых зерен. В них присутствуют кремнистые породы, иногда слабо раскристаллизованные, пепловые частицы, обломки неметаморфизованных осадочных пород, слюд. Новообразованные минералы - кварц, реже альбит, образуют регенерационные каемки на обломочных зернах; гидрослюда и хлорит развиты по первичноглинистому материалу, замещают частично кварц, полевошпат и другие терригенные компоненты, а также формируют оторочки вокруг обломочных зерен.

Указанные особенности свойственны породам, изменения которых соответствуют стадии глубинного эпигенеза (Коссовская, Шутов, 1971; Симанович, 1972). В реликтовом виде присутствуют минеральные образования и более ранних этапов (диагенеза, начального эпигенеза). К ним относятся гидроокислы железа, слагающие поровый и пленочный цемент типа "железистой рубашки" вокруг обломочных зерен, остатки крустификационных каемок и выделений железистых карбонатов.

Протерозойские толщи, развитые к западу и северу от рассмотренных выше (горы Сарыкульджа, Байэпше, Актау на р. Моинты), по характеру проявленных в них вторичных процессов выделены в особую зону, переходную к метаморфической (зона II). Подобные по проявлениям вторичных изменений толщи не находятся и на крайнем северо-западе антиклинория в горах Актау. Кварцито-песчаники обладают характерными для данной зоны явлениями начального бластеза и грануля-

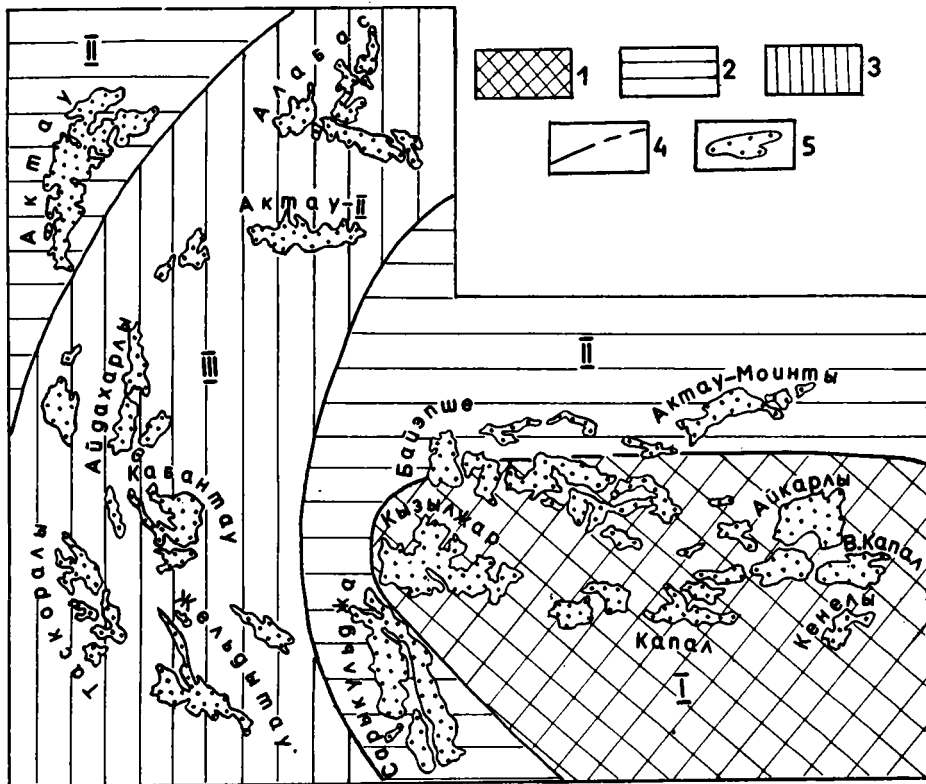


Рис. 1. Схема зональности вторичных изменений протерозойских отложений Актау-Моинтинского антиклинория.

I - зона эпигенеза (I); 2 - зона метagenеза (II); 3 - зона метаморфизма (III); 4 - границы зон; 5 - выходы протерозойских осадочных отложений

ции, затрагивающими обычно края зёрен. В метапесчаниках и элевритах образуются шиповидные структуры дифференциального скольжения. Кварцевые зерна в значительной мере утрачивают первичные реликтовые дефекты. Новообразованные минералы представлены кварцем, редко альбитом в виде мелкозернистых бластических агрегатов и игольчатым рутилом, а также хлоритом и диоктаэдрической гидрослюдой мусковитового ряда, ещё содержащими, по данным рентгеновского анализа¹⁾, смешаннослойную фазу. Встречаются реликты конформно-регенерационных структур, "железистых рубашек" вокруг зёрен кварца. В то же время в филлитовидных сланцах отмечается укрупнение чешуек слюдястых минералов и хлорита до 0,03–0,06 мм, образование ими сложных агрегатов ("гармошек") размером до 0,1–0,2 мм, вторичной ориентировки слюд по сланцеватости. Кварц и кальцит выполняют жилки "альпийского типа".

Подобные структурные и минеральные ассоциации свидетельствуют о вступлении пород в стадию метатекнеза (Коссовская, Шутов, 1971; Симанович, 1972), то есть начальных метаморфических преобразований. Неравномерность проявления последних приводит к тому, что в зоне П можно встретить породы, сохранившие черты эпигенетических изменений, а на других участках – подвергшиеся интенсивному кристаллобластезу.

Кристаллобластез широко проявлен в следующей к северо-западу зоне (Ш), протягивающейся в виде узкой полосы от гор Жельдытау на юге до гор Алабас – на севере. Здесь кварцито-песчаники представляют собой мозаичные грано- и лепидобластовые агрегаты с зубчатыми неровными контурами кварцевых индивидов, иногда с реликтами бластопсаммитовой структуры, различной благодаря железистым и слюдястым оторочкам на поверхности обломков. Структурные преобразования выражены в рекристаллизационном бластезе, разрастании кварца в "теневых зонах", грануляции. Для кварцитов и сланцев характерны сегрегационная полосчатость, кристаллизационная сланцеватость и плейчатость.

Основными минералами являются новообразованные кварц, мусковит, хлорит, реже биотит, среди акцессорных – отмечены эпидот, магнетит, ильменит, пирит, рутил. Массовое появление биотита и

¹⁾ Определение проведено в лаборатории электронной микроскопии и рентгеновского анализа кафедры исторической и региональной геологии МГУ под руководством Л.Г.Рекшинской.

альбита приурочено обычно к контакту с докембрийскими гранитоидами. Интересны находки кианитовых кварцитов с микропрослоями обломочного циркона.

Согласно данному минеральному парагенезису, метаморфизм пород зоны III соответствует низкотемпературной фации зеленых сланцев. В пределах зоны он отличается неоднородностью. Так на северо-востоке и юго-западе её (горы Актау П, Таскоралы) установлено ослабление метаморфизма, лучшая сохранность в породах реликтовых осадочных и эпигенетических структур. В центральной части зоны (горы Кушоко, Кабантау, Ушкызыл) метаморфическая перекристаллизация максимальна. Именно здесь встречены кианитовые кварциты, возникновение которых связано с преобразованием первично обогащенных глинозёмом кварцитов, находившихся в зоне повышенного давления.

Протерозойские отложения района несут также следы вторичных изменений, не подчиняющихся описанной зональности. К ним относятся проявления микрокатеклаза и поздней стилолитизации, пересекающие различные структурные элементы от эпигенетических до метаморфических. В зонах контактовых воздействий палеозойских гранитоидов в породах докембрия отмечается ороговикование, развитие узловатых, пятнистых текстур, крупночешуйчатого биотита и порфиробластового андалузита.

Итак, в протерозойских толщах Актау-Моинтинского антиклинория установлено несколько стадий постседиментационных преобразований. К наиболее ранним, имеющим региональный характер, относятся преобразования дометаморфического этапа (от диagenеза до глубинного эпигенеза). Следующими за ними во времени являются собственно метаморфические изменения, проявленные локально.

Сохранность осадочных признаков

В основу реконструкции первичной природы различных литологических типов пород и их парагенетических ассоциаций легла совокупность данных структурно-текстурного, минералогического и химического анализов пород. Изучение характера вторичных процессов помогло в оценке соотношения реликтовых и вновь приобретенных признаков. Известно, что сохранность первичных черт состава и строения пород зависит от разных причин (Савельев и др., 1974). В протерозойских отложениях Актау-Моинтинского антиклинория отчетливо устанавливаются характерные интервалы стратиграфических разрезов со свойственными им закономерностями переслаивания пород, особенностями их состава и текстур. Эти интервалы могут служить маркирующими горизон-

тами при корреляции разрезов древних толщ. В качестве примера можно назвать пачку "ямчатых" конгломератов в кровле айкарилинской - подошве актауской свиты¹⁾, косослоистую пачку красноцветных метапесчаников и алевритов в верхней части айкарилинской свиты и ряд других.

Хорошей сохранностью отличаются осадочные текстуры - различные типы слоистости, её конседиментационные нарушения, следы размывов, знаки ряби, встреченные в различно метаморфизованных отложениях и свидетельствующие о динамике среды осадконакопления, её изменении в пространстве и во времени при формировании протерозойских толщ. Особенно богаты реликтами осадочных текстур верхние терригенные кварцитовые части их разрезов.

Первичные структурные особенности пород претерпели большие преобразования. При этом грубообломочные разности сохранили первичные структуры в метаморфической зоне, псаммитовые, в зависимости от состава и количества цемента, и особенно алевритовые - утратили реликтовые структуры уже в зоне метатенеза. Ещё значительнее изменён исходный минеральный состав пород. Изучение минералогии терригенной части показало, что в целом породам протерозоя свойственен олигомиктовый кварцевый состав. Пользуясь классификацией А.Г.Косовской (1962), по вещественному составу среди обломочных пород были установлены мономинеральные кварцевые, олигомиктовые кварцевые, аркозово-кварцевые и грауввакково-кварцевые разности. Для восстановления исходных типов анализировались наименее измененные породы, а затем прослеживались их переходы в возможные метаморфические аналоги.

Естественно, что такой подход не мог дать исчерпывающей и бесспорной характеристики каждого из выделенных типов, но он позволил оценить их роль в отдельных интервалах протерозойского разреза и выявить закономерности изменений внешне однообразных толщ. Так, например, изучение минералогического состава пород показало, что во время образования терригенных отложений протерозоя происходило постепенное обогащение поступающего из области сноса материала компонентами, устойчивыми к химическому выветриванию. Появление в верхних частях разреза мощных толщ кварцевых обломочных пород является важным моментом в истории геологического развития

¹⁾ Для кварцитово́й толщи целесообразнее использовать наименование "гаскоралинская свита", более прочно вошедшее в рабочую корреляционную схему стратиграфии докембрия (прим. редактора).

региона, но оно подготавливалось задолго до образования актауской свиты, представленной главным образом кварцито-песчаниками.

Минералогический анализ позволил также определить неоднородность строения области питания, поставлявшей терригенный материал. В области размыва разрушались гранитоиды, причём, очевидно, плагиограниты, кварциты с реликтами бастопсаммитовой структуры, вулканогенно-осадочные породы главным образом кислого состава, а также осадочные породы, претерпевшие изменения до стадий эпигенеза-метегенеза.

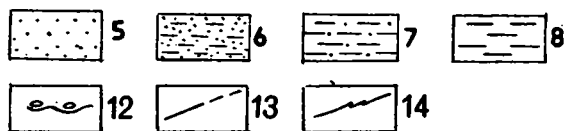
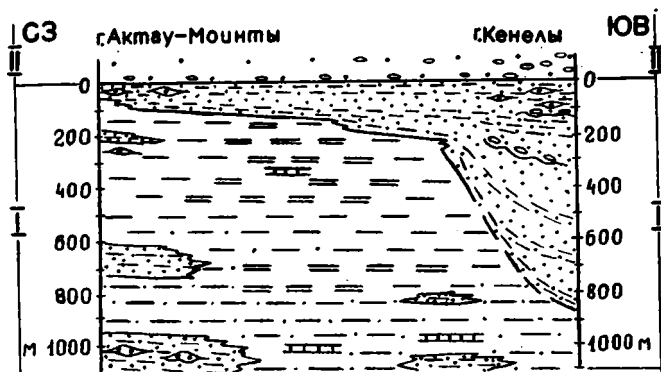
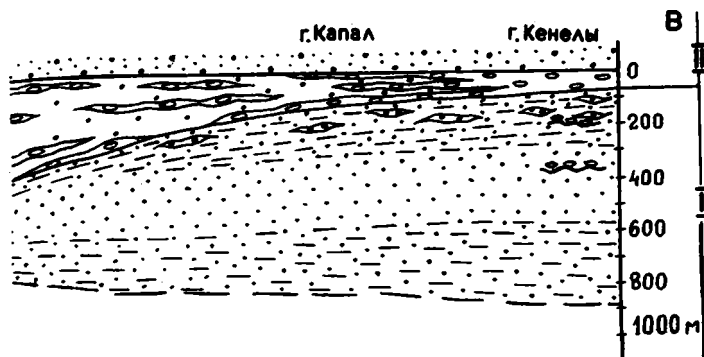
Основные черты состава, строений и условий образования

Значительная площадь Актау-Моинтинского антиклинария занята выходами айкарлинской и актауской свит.¹⁾ Они слагают здесь видимое основание разреза и перекрываются толщами венда и палеозоя. Айкарлинская свита представлена тёмно-зелёными феллитовидными сланцами, переслаивающимися с зеленовато-серыми, серыми, бурыми кварцитовидными песчаниками, кварцито-песчаниками, алевролитами. Её максимальная мощность более 1500 м. Мощность вышележащей актауской свиты белых и светло-серых кварцитовидных песчаников, кварцито-песчаников, гравелитов, конгломератов меняется от 30-50 до 500 м.

В пределах площади развития айкарлинской и актауской свит по особенностям строения разрезов выделены две фациальные зоны широтного простирания. Южная зона протягивается от гор Сарыкульджа на западе до гор Кенелы на востоке, включая выходы протерозойских толщ в горах Кызылжар и Капал. Северная зона отвечает широтной полосе от района горы Байэпше до гор Айкарлы.

Южная зона. В южной зоне айкарлинская свита имеет видимую мощность от 300 м в горах Сарыкульджа до 600 м в горах Кенелы (рис. 2). Она характеризуется чередованием в разрезе мощных пачек (15-20м) средне-, мелкозернистых кварцитовидных песчаников, кварцито-песчаников, алевролитов олигомиктового, аркозово-кварцевого, реже граувакково-кварцевого состава и кварц-хлорит-гидрослюдистых, гидрослюдисто-кварцевых сланцев. Иногда в основании песчаных пачек встречается галька сланцев из подстилающих прослоев, появление которой не вызывает общего погрубения породы. Обломочный материал в разной мере окатан, средние сортирован, ритмическая сортировка зерен проявлена неотчетливо и часто отсутствует вовсе. Преобладающими типами текстур в псаммитовых разностях является невыдержан-

¹⁾ См. примеч. редактора на стр. 46.



Трис.2 См. на обороте

ная косая, косоволнистая слоистость однонаправленная и разнонаправленная, перекрестная, в сочетании с мульдобразной. Мощность косых серий от нескольких см до 25 см. Угол наклона слоев $5-20^{\circ}$, часто изменяется в пределах одной серии. Первичноглинистые, алевроитовые породы содержат линзовидноволнистую слоистость и различные иероглифы на поверхности напластования.

В верхней части свиты мощность пачек уменьшается, переслаивание псаммитовых и алевроитовых разностей становится более частым и менее выдержанным. Встречаются линзовидные прослои грубообломочных пород, линзы белых олигомиктовых и мономинеральных кварцевых песчаников, прослои, обогащенные в цементе гидроокислами железа, микрослойки устойчивых акцессориев.

Перечисленные особенности свойственны отложениям из области подводнодельтовой аккумуляции (Дельтовые..., 1963). Они формировались периодически возникавшими направленными водными потоками с постепенно ослабевающей силой. Характерной чертой их является примесь гидроокислов железа в цементе, приводящая к образованию разноцветных разностей. Последние особенно широко распространены в восточной части зоны (горы Кенеды, Капал). В этом же направлении ухудшается сортировка обломочного материала, увеличивается количество внутренних размывов.

Актауская свита в южной зоне имеет мощность от 500 м на западе в горах Сарыкулды до 300 м на востоке в горах Капал (см. рис. 2). Большую её часть составляют светлоокрашенные песчаники, мономинеральные кварцевые и олигомиктовые кварцито-песчаники, гравелиты, конгломераты. Они слагают пачки мощностью в 30-60 м. Кон-

Рис. 2. Схематические литофациальные профили протерозойских толщ юго-восточной части Актау-Моинтинского антиклинария.

I - эйкарлинская свита; 2 - актауская свита; 3 - конгломераты; 4 - кварцевые средне-крупнозернистые песчаники, гравелиты; 5 - аркозовые, кварцевые и граувакко-кварцевые мелкозернистые песчаники; 6 - переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов; 7 - переслаивание алевролитов и глинистых сланцев; 8 - глинистые сланцы хлорит-гидрослюдистого состава; 9 - сланцы, обогащенные S_{org} ; 10 - карбонатные и карбонатно-глинистые породы; II - линзы, линзовидные прослои; 12 - внутренние размывы; 13 - границы свит, пачек; 14 - фациальные замещения

гломераты и гравелиты с галькой кварцито-песчаников, сланцев, кварцитов, микрокварцитов и пестроокрашенных кремнистых пород слагают линзовидные прослои в основании и внутри пачек. Наблюдается чередование псаммитовых кварцитов, мелко-среднезернистых и хорошо сортированных, с разномасштабными с малой степенью сортировки. Обломочные зёрна хорошо окатаны и часто содержат железистые "рубашки" на поверхности. Эта толща преимущественно кварцевых обломочных пород сменяется в верхней части свиты жёлтыми, тёмно-серыми, красноватыми кварцито-песчаниками и алеволитами аркозово-кварцевого состава, заключающими прослои грубозернистых кварцевых и олигомиктовых пород. В актауской свите широко развиты реликтовые слоистые текстуры. Особенно характерна косая однонаправленная и переменная разнонаправленная слоистость, сочетающаяся с косоволнистой, мульдобразной и облекающей. Мощность косых серий от 3-10 см до 40 см; угол наклона слоёв от 0 до 30°. Границы серий часто неровные, волнистые. Встречены трещины усыхания, следы размывов. На востоке зоны увеличивается количество и мощность грубообломочных прослоев, состав галек в конгломератах становится более пёстрым за счет примеси чужеродного материала.

При формировании актауской свиты в южной зоне основную роль играли направленные водные потоки, приносившие с юго-востока большое количество обломочного материала. В отличие от существовавших в айкалинское время они были более мощными, создававшими относительно крупные аккумулятивные формы подводно-русловых отмелей (грады, косы и др.). Обстановки накопления этих толщ характеризовались крайней мелководностью, периодическим осушением и эрозией, особенно чётко проявленными в восточной части зоны (горы Капак, Кенелы).

Северная зона. В северной зоне айкалинская свита имеет двухчленное строение (см. рис. 2). В основании её выделяется мощная толща (более 1000 м) филлитовидных сланцев с подчиненными прослоями тёмно-зеленых, серых граувакково-кварцевых, аркозово-кварцевых мелкозернистых обломочных пород. Фрагменты этой толщи выходят и в южной зоне (горы Кызылжар, Серыкульджа), подстилая рассматриваемые выше песчаные отложения. Но наибольшим развитием она пользуется в горах Байеппе, Айкалы, Актау на р. Монеты. Однообразие состава и широкое развитие тонкой горизонтальной слоистости послужили основанием для отнесения айкалинской свиты к морским образованиям, удалённым от берега (Звонцов, 1968). Однако присут-

ствие в кварцито-песчаниках микрослойчатости циркона и рутила, олигомиктовый кварцевый состав некоторых прослоев с признаками красноцветности и косой слоистостью противоречат подобным выводам о её генезисе. Скорее всего нижняя часть айкарлинской свиты формировалась в условиях прибрежного мелководья, защищенного от действия волн (заливы, лагуны), периодически сообщавшегося с морем. В слоистых породах обычно отсутствует заметная сортировка обломков по зернистости, происходит обогащение отдельных слоев органическим материалом.

В верхней части свиты сланцевая толща постепенно сменяется зелеными и бурными мелкозернистыми кварцито-песчаниками, ритмично чередующимися с алевритами и филлитовидными сланцами (пачки в 10-40 м). Терригенные породы имеют аркозово-кварцевый, реже граувакково-кварцевый состав. Встречаются прослои светло-серых олигомиктовых разностей, богатых глинозёмом и гидроокислами железа. Мощность песчано-алевритовых отложений 120-180 м. Характерны линзовидноволнистая и косоволнистая слоистости в сочетании с горизонтальной. Мощность косых серий 2-4 см; угол наклона склонов 0° - 10° . Слоистость обусловлена тонким чередованием обломочного и пелитового материала. Характерны сложные сочетания слоистости разных типов.

Мелкозернистая песчано-алевритовая айкарлинская свита северной зоны по особенностям состава и реликтовых текстур близка отложениям прибрежного мелководья в области развития волнений и слабых течений (горы Байэпше, Актау на р. Моинты). На востоке зоны в горах Айкарлы она частично приобретает черты лагунных образований.

Актауская свита в северной зоне маломощна (см. рис. 2). Белые мономинеральные кварцито-песчаники и кварциты, составляющие её основную часть, развиты лишь у горы Байэпше, где они обладают максимальной мощностью (80 м), перекрываются красноцветными и сероцветными кварцитами, кварцито-песчаниками и сланцами. В северо-восточном направлении (горы Актау на р. Моинты) происходит сокращение мощности свиты. Белые кварциты здесь слагают весь разрез (20 м), но в его верхах обнаруживаются признаки красноцветности. К югу, наоборот, устанавливается резкое возрастание мощности актауской свиты в южной фациальной зоне. В этом же направлении увеличивается количество грубообломочных пород и ухудшается их сортировка.

Толща кварцито-песчаников состоит из средне-крупнозернистых разностей с линзовидными прослоями гравелитов. В основании её находится горизонт конгломератов с уплощенной и часто выщелоченной галькой сланцев ("ямчатые" конгломераты), характерный для подошвы актауской свиты в южной и северной зонах. Обнаружены реликты мелкой косой, волнистой и горизонтальной слоистости. Образование кварцевых обломочных пород актауской свиты в пределах северной зоны связано, очевидно, с расширением области подводнодельтовых выносов.

Таким образом, во время накопления осадочных толщ айкарлинской и актауской свит на юге района, очевидно, располагалась крупная подводно-дельтовая область, куда с юго-востока, возможно, с Бакханского остаточного срединного массива поступало большое количество терригенного материала. К северу подводная дельта переходила в область прибрежного мелководья. В конце "айкарлинского" времени одновременно с постепенным обмелением бассейна произошло и расширение области подводнодельтового осадконакопления.

В западной части Актау-Моинтинского антиклинория следует предполагать наиболее удаленные от области сноса участки. Эти предположения в определенной мере подтверждаются при изучении разрезов протерозойских отложений на крайнем западе антиклинория в горах Таскоралы, близких по составу и строению к разрезам древних толщ, развитым восточнее в пределах северной зоны. Присущие им особенности — хорошая сортировка обломочного материала, обилие естественных "шлихов", устойчивых минералов, а также характер реликтовой слоистости, сближают эти отложения с образованиями кос и пересипей (Ботвинкина, 1965; Кутырзев, 1968). Анализ распределения различных типов обломочного циркона на разных стратиграфических уровнях свидетельствует о более совершенной степени окатанности циркона в западных разрезах и об одновременном уменьшении количества его разновидностей за счет разрушения зёрен неустойчивых к транспортировке.

В заключение необходимо подчеркнуть следующее.

1. Протерозойские толща Актау-Моинтинского антиклинория принадлежат к прибрежным терригенным формациям (Попов, 1968). Они образовались в условиях регрессирующего бассейна при широком распространении фаций подводных дельт и прибрежного мелководья.

2. Эволюция состава пород во времени свидетельствует о постепенном вырезании материала в области питания — увеличении роли

компонентов, устойчивых при химическом выветривании, достигающего максимума к моменту образования пород актеуской свиты.

3. Литологический и стратиграфический контроль распределения повышенных концентраций ряда минералов тяжелой фракции позволяет предполагать присутствие в обломочных породах протерозойского разреза древних россыпей. Установлено благоприятное сочетание тектонических и фациальных условий для их образования: медленная регрессия моря в пределах бассейна, поступление в него из области питания выветрелого терригенного материала, обогащенного зернами устойчивых к выветриванию минералов, подвергавшимися дополнительной сортировке и перераспределению в условиях мелководья.

Литература

Авдеев А.В. и др. Атасу-Моинтинский антиклинорий. Стратиграфия, верхний докембрий. - В кн.: Геология СССР, т. XX, кн. I. М., "Недра", 1972.

Ботвинкина Л.Б. Методическое руководство по изучению слоистости. - "Труды ГИН АН СССР", вып. II9, 1965.

Вишневская И.И., Трусове И.Ф., Филатова Л.И. Петрография Центрального Казахстана, т. I. М. "Недра", 1967.

Вознесенский В.Д. Стратиграфия допалеозойских и нижнепалеозойских отложений Атасу-Моинтинского водораздела. - В сб.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. Мат-лы Карагандинского совещ. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.

Гвоздик Н.И. Кварцитовые толщи верхнего протерозоя Атасу-Моинтинского водораздела. - "Вести. Москв. ун-та. Серия геол.", 1978, № 3.

Дельтовые и мелководно-морские отложения. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Звонцов В.С. К формационной характеристике древних (докембрийских) толщ Клинского района. - "Изв. АН Каз.ССР. Серия геол.", 1969, № 4.

Копелиович А.В., Симанович И.М. Бластические структуры в некоторых типах метаморфизованных песчаных пород. - "Литология и полез. ископ.", 1966, № I.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Опыт стадийного анализа терригенных пород геосинклинальной области. - В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. I. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вильямской впадины и Западного Верхоянья. - "Труды ГИН АН СССР", вып. 63, 1962.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблема эпигенеза. - В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. Труды ГИН АН СССР, вып. 221, 1971.

Кутирев Э.И. Условия образования и интерпретации кривой сложистости. Л., "Недра", 1968.

Попов В.И. Опыт классификации и описания геологических формаций, ч. П. Л., "Недра", 1968.

Савельев А.А. и др. Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л., "Наука", 1974.

Симанович И.М. Типы и разновидности структурных дефектов обломочного кварца. - "Литология и полезн. ископ.", 1968, № 6,

Симанович И.М. Бластическое преобразование кварцевых песчаных пород на разных стадиях постседиментационного изменения. - "Докл. АН СССР", 1972, т. 203, № 4.

Филатова Л.И. Основные положения и проблемы стратиграфии метаморфического комплекса докембрия Центрального Казахстана. - "Вестн. Моск. ун-та. Серия геол.", 1976, № 1.

Нижний палеозой

**Д.А.Зейцев, Е.А.Бабичев, В.И.Борисёнок,
Н.А.Герасимова, О.В.Минервин, М.З.Новикова,
Л.Т.Протасевич, С.Б.Розанов**

Структурно-фациальная зональность и палеотектонические обстановки накопления нижнепалеозойских эвгеосинклинальных комплексов Казахстана

Геологические исследования последних лет привели к уточнению стратиграфии нижнего палеозоя, особенно кембрия и низов ордовика ряда районов Северного, Центрального и Южного Казахстана. Это потребовало пересмотра или уточнения прежних представлений о структурно-фациальной зональности Казахстана в раннем палеозое. Авторы данной статьи опирались на широко известные обобщения, изложенные в работах И.Ф.Никитина (1972, 1973), С.М.Бендалетова (1969), М.К.Апполонова, Е.Ф.Шлыгина и др. геологов в томах "Геология СССР" (1971, 1972), а также использовали новые материалы по стратиграфии нижнего палеозоя, опубликованные ранее и отчасти в данном сборнике (Бабичев и др., 1977; Борисёнок и др., 1979). Эти материалы были получены в процессе средне- и крупномасштабных геологических съёмок и специальных стратиграфических исследований в областях развития нижнего палеозоя в Северном и Центральном Казахстане - обременении Кокчетавского антиклинория, Степнякском, Калмыккульском и Селетинском синеклинориях, Атасуйском, Тектурмасском и Ерементау-Ниязском антиклинориях, Сарысу-Тенизском поднятии и на северо-западе Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Большую помощь при разработке схемы структурно-фациальной зональности палеозоя Казахстана оказал анализ тектонических карт Казахстана и сопредельных территорий (Тектоническая карта..., 1979; Карта каледонской структуры..., 1979).

Обобщение новых стратиграфических материалов и уточнение структурно-фациальной зональности палеозоя Казахстана необходимо

для дельнейших стратиграфических исследований. Надёжно документированная схема структурно-фациальной зональности должна служить основой для палеотектонических реконструкций; большое значение она будет иметь и для металлогенических обобщений.

Структурно-фациальные зоны

Главным принципом выделения структурно-фациальных зон является районирование территории по типам стратиграфических разрезов и анализ их распространения на площади. Типы разрезов различаются составом слагающих их пород и толщ, внутренним строением, степенью фациальной изменчивости, мощностью, что в совокупности отражает присущие каждой отдельной зоне палеогеографические и палеотектонические обстановки. В подавляющем большинстве случаев положение границ структурно-фациальных зон геосинклинальных складчатых областей предопределяется положением глубинных длительно развивавшихся разломов. Естественно, что степень достоверности обособления тех или иных структурно-фациальных зон зависит прежде всего от степени изученности стратиграфии — вертикального возрастного расчленения стратиграфического разреза и надёжности стратиграфических корреляций. Структурно-фациальные подзоны — части зон, обладающие менее существенными отличиями в стратиграфических разрезах. Во многих случаях структурно-фациальные зоны отвечают конкретным синклиналиям и антиклиналиям, хотя внутри отдельных зон могут быть распространены и те, и другие структуры.

Выделяемые структурно-фациальные зоны в палеотектоническом аспекте отвечают различным типам геосинклинальных прогибов, геосинклинальных поднятий и остаточным срединным массивам. Структурно-фациальные зоны, соответствующие эвгеосинклинальным и хемизвгеосинклинальным прогибам, характеризуются различной долей вулканизма в общем балансе веществ, различаются мощностями и их градиентами. Геосинклинальные структурно-фациальные зоны характеризуются особыми по строению и составу, обычно сокращёнными разрезами толщ, иногда их специфическим карбонатным составом. Для тех регионов, где осадконакопления не происходило, а имел место разрыв, обособляются геосинклинальные поднятия разных типов и остаточные срединные массивы. Перечисленные выше палеотектонические единицы — прогибы, поднятия и остаточные массивы — являются основными элементами нагрузки приводимых далее палеотектонических схем.

На рис. 1 показаны главнейшие раннепалеозойские структурно-фациальные зоны палеозойа Казахстана. На западе находится Кокчетав-Каратауская хемизвгеосинклинальная система, продолжающаяся в

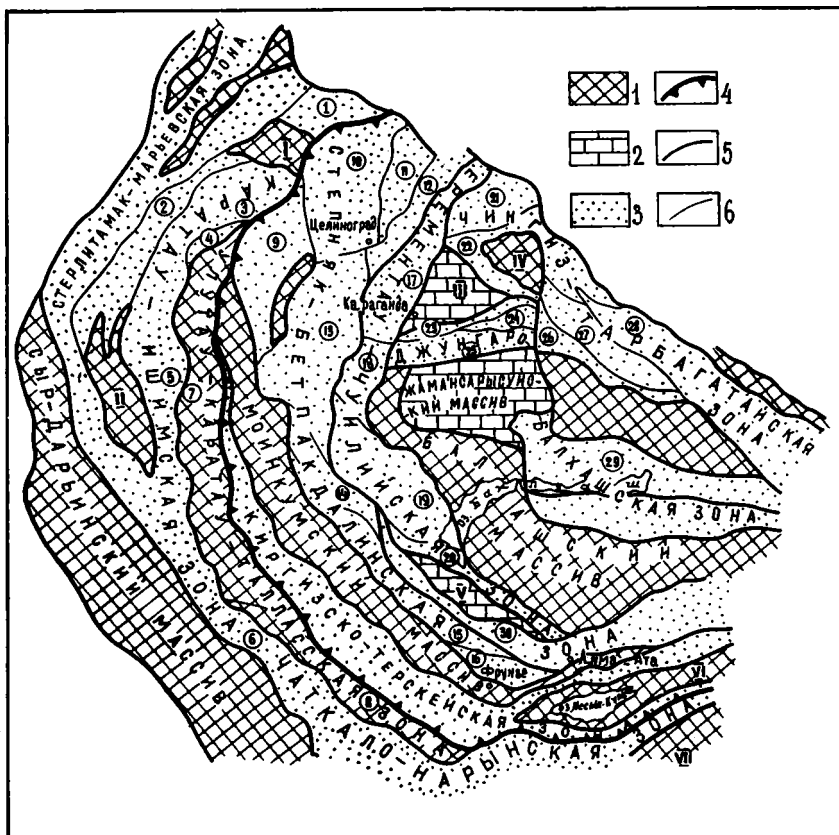


Рис. I. Структурно-фациальные зоны раннего палеозоя.

I-2 - остаточные массивы: I - размывшиеся; 2 - перекрытые маломощным чехлом преимущественно карбонатных пород; 3 - геосинклинальные прогибы; 4 - граница Кокчетав-Каратауской хемизгеосинклинальной и Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной систем; 5 - границы структурно-фациальных зон; 6 - границы подзон. Остаточные массивы: I - Кокчетавский, II - Южно-Тургайский, III - Верхнеиштертинский, IV - Александровский, V - Жельтауский, VI - Иссыккульский; VII - Таримский платформенный массив; структурно-фациальные подзоны (цифры в кружках): I - Чаглинская, 2 - Григорьевская, 3 - Калмыкская,

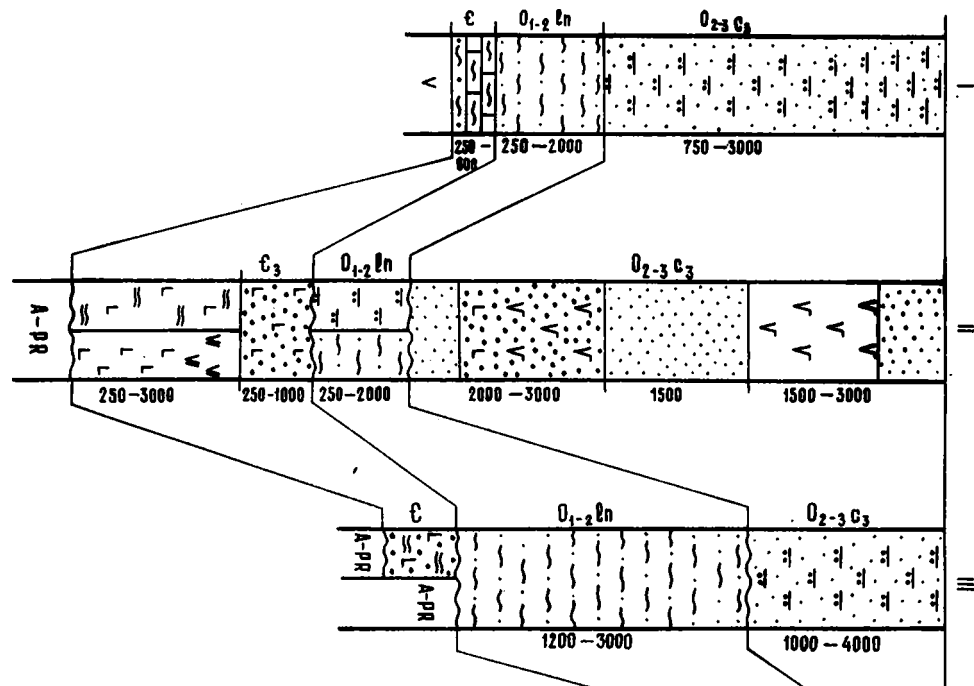
Среднем Тянь-Шане в виде узкой Чаткало-Нарынской структурно-фашиальной зоны. Восточнее располагается обширная Казахстанско-Северотяньшаньская эвгеосинклинальная система. Граница между Казахстанско-Тяньшаньской и Кокчетау-Каратауской системами проходит по глубинным разломам в восточном ограничении Кокчетавского массива, Улуту-Каратау-Таласской геосинклинали под Джезказганской и Чуйской впадинами и далее, дугообразно изгибаясь, прослеживается на юго-восток и восток между Чаткало-Нарынской и Киргизско-Терской структурно-фашиальными зонами Тянь-Шаня по линии Николаева. Следует подчеркнуть, что этот важнейший раздел в современном виде был намечен А.А.Богдановым (1959) и И.Ф.Никитиным (1973).

В пределах Кокчетау-Каратауской эвгеосинклинальной системы находятся Стерлитамак-Марьевская и Ишимско-Каратауская^{I)} (Ишимско-Нарынская) структурно-фашиальные зоны, отвечающие длительно развивавшимся, с начала до конца ордовика, унаследованным прогибам. Внутри и по периферии Кокчетау-Каратауской эвгеосинклинальной системы находятся Сырдарьинский, Южно-Тургайский и Кокчетавский остаточные срединные массивы, а также Улуту-Каратау-Таласская геосинклинальная зона.

Казахстанско-Северотяньшаньская эвгеосинклинальная система включает Степняк-Бетпакалинскую, Киргизско-Терскую, Еремен-

I) Здесь и далее авторы стремились использовать уже существующие наименования зон (Геология СССР..., 1972, 1971; Никитин, 1973), адекватные имеющимся в настоящее время стратиграфическим материалам. Новые наименования вводились лишь при крайней необходимости.

4 - Джарканинчатская, 5 - Байконурская, 6 - Большого Каратау, 7 - Эскулинская, 8 - Малого Каратау, 9 - Кирейская, 10 - Степнянская, 11 - Ишкельмеская, 12 - Селетинская, 13 - Сарысу-Тенизская, 14 - Джалаир-Найманская (северная часть), 15 - Домбранинско-Чуйская, 16 - Агалатасская, 17 - Ереметау-Ниязская, 18 - Атасуйская, 19 - Западно-Балхашская, 20 - Сарытумская, 21 - Божекульская, 22 - Майкаин-Восточно-Чингизская, 23 - Байдаулетовская, 24 - Матекская, 25 - Тектурмасская, 26 - Причингизская, 27 - Западно-Чингизская, 28 - Центрально-Чингизская, 29 - Северо-Балхашская, 30 - Джалаир-Найманская (южная часть)



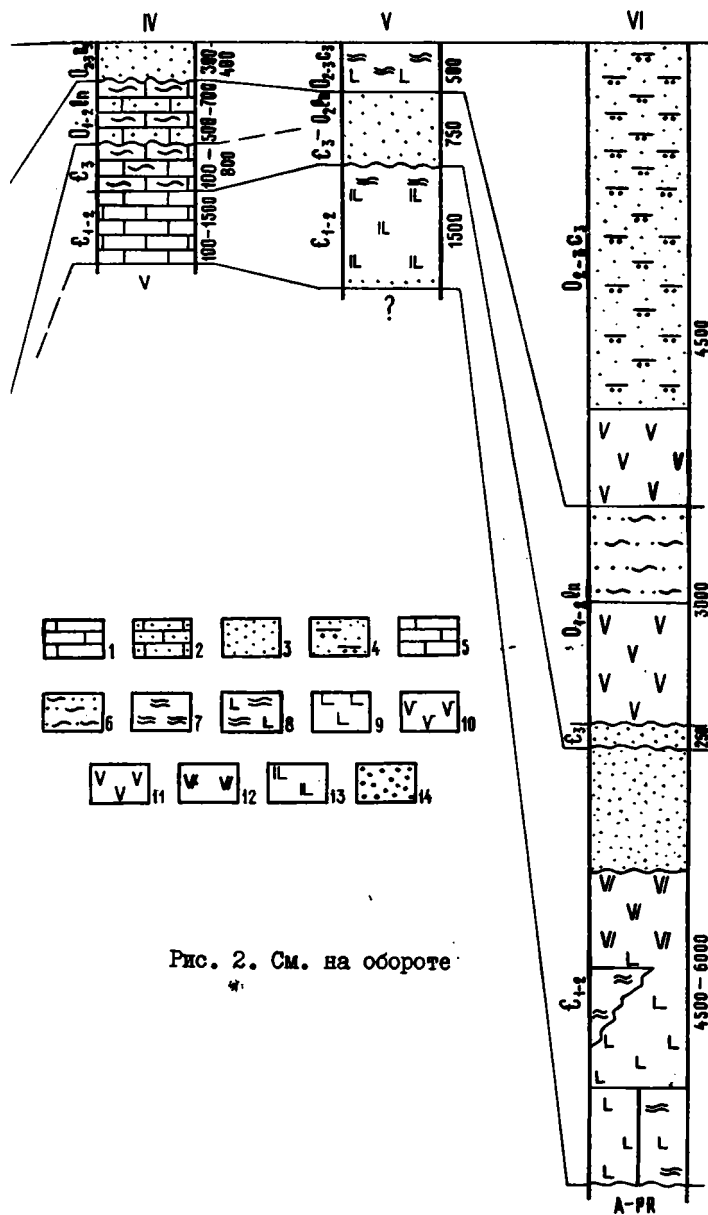


Рис. 2. См. на обороте

тау-Чуилийскую, Джунгаро-Балхашскую и Чингиз-Тарбагатайскую зоны. В её пределах расположены Балхашский (Атасу-Джунгарский), Верхне-Шидертинский, Иссыккульский и Моинкумский остаточные срединные массивы. Последний вследствие его значительной вытянутости правильнее было бы относить к категории геосинклинальных поднятий. Вполне вероятным является предположение о существовании в раннем палеозое впоследствии погруженных остаточных срединных массивов в северном и северо-восточном обрамлении Северо-Балхашского антиклинория - под Хамансарыуским позднекаледонским синклинорием, под Каймаккельской и Бакаевской позднепалеозойскими впадинами. Такие предположения делались ранее неоднократно, в частности И.А. Афоничевым, В.Ф. Беспаловым, В.С. Звонцовым и другими геологами.

Кокчетай-Каратауская хемизгеосинклинальная система

Как уже отмечалось выше, Кокчетай-Каратауская система состоит из ряда структурных зон, подразделяющихся в свою очередь на подзоны по особенностям строения стратиграфических разрезов (рис. 2). Для структурно-фациальных зон, отвечающих раннепалеозойским прогибам, от Северного Казахстана до Среднего Тянь-Шаня типичен следующий тип разреза. На полных разрезах венда, содержащих горизонты тиллитоподобных конгломератов, залегает кремнисто-карбонатный или карбонатно-кремнистый кембрий мощностью от 200 до 450-500 м. Он обычно постепенно сменяется нижним ордовиком. Нижний ордовик - ллавирн в большинстве районов - Байконурской подзоне,

Рис. 2. Типовые разрезы нижнего палеозоя главнейших структурно-фациальных зон Центрального Казахстана: I - Кокчетай-Каратауской хемизгеосинклинальной системы; II - Степняк-Бетпакадалинской зоны; III - Ерементай-Чуилийской зоны; IV-V - Джунгаро-Балхашской зоны; VI - Балхашского массива; VII - Тектурмасской подзоны; VIII - Чингиз-Тарбагатайской зоны (индексами дан возраст).

Ассоциации горных пород: I - известняковая, 2 - известняково-терригенная; 3 - терригенная; 4 - терригенная флишевая; 5 - кремнисто-известняковая; 6 - терригенно-кремнистая; 7 - яшмовая; 8 - яшмово-базальтовая; 9-13 - вулканогенные преимущественно лавовые: 9 - базальтовая; 10 - андезитс-базальтовая; 11 - андезитовая; 12 - андезитс-дацитовая; 13 - дифференцированная; 14 - вулканогенные, преимущественно туфовые и вулканогенно-осадочные (знак добавляется к знакам лав соответствующего состава)

Большом Каратау, Четкало-Нарынской - сложен кремнисто-терригенным мало мощным разрезом (от 50 до 300 м). Заметные изменения разреза для этого стратиграфического уровня отмечаются в Стерлитамак-Марьевской зоне, где происходит разоблачение кремнистых пород терригенными, и на севере Ишимско-Каратауской зоны в пределах Кадмыкульского синклиналия; здесь установлено резкое увеличение мощности (до 2000-3000 м) нижнего-среднего ордовика, появление основных эффузивов, ям с марганцевым осадочным оруденением и большого количества вулканогенных обломочных и терригенных пород. Верхняя часть разреза, отвечающая среднему-верхнему ордовика, повсеместно характеризуется большими мощностями (2000-3500 м), флишеидным обликом терригенных толщ, появлением в верхах ордовика (ашигии) андезито-базальтов, местами грубообломочных толщ, переменной мощности (300-3500 м). Приведенный типовой разрез удивительно выдержан вдоль структурно-фашиальных зон, но несколько меняется вкост их прости-рения.

Новым в предлагаемом районировании является выделение самостоятельной Стерлитамак-Марьевской структурно-фашиальной зоны и её продолжение в юго-западном направлении под Тургайский прогиб и последующее соединение с прогибом Большого Каратау. Стерлитамак-Марьевская структурно-фашиальная зона от Ишимско-Каратауской отделяется Южно-Тургайским остаточным массивом, служившим областью размыва и сноса обломочного материала в смежный Байконурский прогиб в венде и среднем-позднем ордовике (Зайцев, Хераскова, 1971). Стерлитамак-Марьевская и Ишимско-Каратауская зоны разделяются Григорьевской подзоной, соединявшей Кокчетавский и Южно-Тургайский массивы и игравшей роль геосинклиналиального поднятия на протяжении всего раннего палеозоя.

Сырдарьинский массив выделяется по геофизическим и косвенным геологическим данным. Для эпохи накопления флишевых толщ среднего-верхнего ордовика снос обломочного материала в прогиб Большого Каратау, разделявшего Сырдарьинский и Южно-Тургайский срединные массивы, также предполагается А.А.Абдулиным, Б.С.Цирельсоном и др. на основании геофизических обобщений (Тектоника области сочленения..., 1976). Кокчетавский остаточный массив представляется ныне значительно меньшим, так как его периферические части несомненно перекрывались морскими толщами венде, кембрия и ордовика. Выходы докембрия в его обрамлении принадлежат выступом фундамента ранне-палеозойских геосинклиналией.

Улутай-Каратау-Таласская геосинклиналиальная зона в своей се-

верной части была длительные существованием поднятием типа остаточного массива, поставившим обломочный материал в соседние геосинклинальные прогибы. Хорошо известен разрез её южной возвышенной в погружение части в пределах Малого Каратау и Таласского хребта, сложенный карбонатной толщей кембрия, нижнего и среднего ордовика и заключающий в основании (в нижнекембрийской карбонатно-кремнистой чулуктауской свите - 150 м) крупные месторождения геосинклинальных фосфоритов. Общая мощность карбонатной толщи здесь составляет 1700 м. Улутай-Каратау-Таласской зоне также принадлежит сокращенный разрез сопот Эскулы в Джезказганском районе. Он находится на восточном склоне геосинклинального поднятия и по своему строению более близок разрезу кембрия и ордовика Киргизско-Терскейской структурно-фациальной зоны, отвечающей самостоятельному раннепалеозойскому эвгеосинклинальному прогибу, выклинивающемуся к северу. Крайним северным выходом слагавших некогда его пород являются конгломератово-песчаниковые толщи кембрия или низов ордовика сопот Эскулы. В то же время средняя карбонатная часть разреза сближает его с разрезом Улутай-Каратау-Таласской геосинклинальной зоны.

Казахстанско-Северотяньшенская эвгеосинклинальная система

Эвгеосинклинальная система восточных частей Северного, Центрального, Южного Казахстана и Северного Тянь-Шаня обладает наиболее сложным внутренним строением, четко выраженной латеральной неоднородностью, характеризуется значительной фациальной изменчивостью, широким распространением вулканитов среднего и основного состава, офиолитовых, яшмовых и других кремнистых формаций. Упомянутая выше Киргизско-Терскейская, а также Степнякско-Бетпакадлинская структурно-фациальная зоны, занимают в её пределах крайнее западное положение.

Киргизско-Терскейская структурно-фациальная зона доступна изучению лишь в Северном Тянь-Шане. Её скрытое северо-восточное продолжение под Чуйской и Джезказганской позднепалеозойскими впадинами устанавливается по региональным геофизическим данным. По последним материалам В.В.Киселева, В.Г.Королева (1964, 1970), А.Бекирова, П.П.Масюка и других геологов разрез палеозоя Киргизско-Терскейской зоны отличается присутствием мощных основных эффузивных и известняково-терригенных толщ в нижнем кембрии (3000-3500 м), относительно маломощных терригенно-карбонатным средним-

верхним кембрием, конгломератовыми толщами верхов кембрия - нижнего ордовика и главным образом терригенными мощными флишеидными толщами среднего и верхнего ордовика.

Степнякско-Бетпакдалинская структурно-фациальная зона на западе граничит с Кокчетавским и Моинкумским остаточными срединными массивами, на востоке - с Еременьтау-Чулийской структурно-фациальной зоной (см. рис. 1). Степнякско-Бетпакдалинская зона включает Степнякскую, Ишкеольмесскую, Селетинскую подзоны в своём наиболее широком северном сечении, Сарысу-Тенизскую подзону в центре, а также Домбранинско-Чуйскую, Джалайро-Найманскую¹⁾ и Кендыктаскую в юго-восточной части Бетпакдалы. Толщи нижнего палеозоя залегают в этой зоне на гранитно-метаморфическом протерозойском основании (см. рис. 2). Наиболее полные разрезы кембрия, сложенные базальтоидно-кремнисто-яшмовыми породными ассоциациями, известны в Ишкеольмесской, Селетинской и Сарысу-Тенизской подзонах. Их максимальная мощность здесь составляет около 2500-3000 м. Стратиграфия кембрия разработана в перечисленных районах в последние годы весьма подробно (Борисёнок и др., 1979; а также статья в настоящем сборнике). Для разрезов кембрия Ишкеольмесского антиклинория и Селетинского синклинория характерно присутствие мощных базальтоидных толщ, большое количество прослоев кварцевых песчаников, возникших за счёт размыта гранитно-метаморфических толщ докембрия в смежных Кокчетавском и Еременьтау-Ниязском выступах фундамента. Сокращённый разрез кембрия характерен для Степнякской подзоны.

Изменчиво строение нижнего и низов среднего ордовика, сложенного на севере Степнякско-Бетпакдалинской зоны, а также на Сарысу-Тенизском водоразделе терригенными иногда флишеидного строения (уштоганская свита) толщами, кремнисто-терригенными и вулканогенно-осадочными отложениями мощностью от 500 до 200 м (софиевская, кушкинская, зорьевская свиты). Также изменчиво строение среднего-верхнего ордовика, представленного в Степнякской и Сарысу-Тенизской подзонах мощными (от 6500 до 8500 м) андезитово-базальтовыми вулканогенно-осадочными и отчасти терригенными толщами, разделяемые в каждом регионе на ряд хорошо коррелирующихся между собой свит (см. рис. 2). Особняком стоит разрез Селетинского синклинория, сложенный главным образом флишеидными толщами, часто грубо-обломочными породами; подчинённое значение в нём имеют вулканогенные и карбонатные породы. Его мощность около 2500 м.

¹⁾ Исключая её чулийскую часть к югу от горы Котнак.

Разрез северной части Джалаиро-Найманской зоны близок разрезу Сарысу-Тенизского водораздела - выделяющиеся здесь свиты ордовика хорошо увязываются друг с другом (Никитин, 1972). Кембрий на юге Степняк-Бетпакдалинской зоны известен лишь в Добралинско-Чуйской подзоне - в сопках Музтыбе, Домбрылтау, в горах Кендыктас. Пока он здесь крайне плохо изучен, представлен кремнисто-терригенными и известняково-кремнистыми толщами, местами с вулканогенно-осадочными отложениями, имеет относительно небольшую мощность в 500-800 м (хребет Кендыктас - по Б.А.Салину и Э.С.Кичману, горы Домбрылтау). К юго-западу от прогибов Домбрылинско-Чуйской подзоны находится Моинкумская геосинклинальная зона, для юго-восточной части которой характерен агалатасский вулканогенно-осадочный разрез ордовика. Этот сокращенный разрез принадлежит геосинклинальному типу.

Для Степнякско-Бетпакдалинской структурно-фациальной зоны характерно отсутствие венда и вовлечение ее в геосинклинальное развитие, таким образом, в более позднее время по сравнению с соседней Кокчетаво-Каратауской системой.

Ерементау-Чуилийская структурно-фациальная зона

Ерементау-Чуилийская зона на западе граничит со Степнякско-Бетпакдалинской, с востока она сочленяется с Верхнешидертинским и Балхашским остаточными массивами. На крайнем северо-востоке к ней примыкает Божекульская структурно-фациальная подзона. Для Ерементау-Чуилийской зоны характерны стратиграфические разрезы особого типа. До последнего времени благодаря работам И.Ф.Никитина, М.К.Апполонова, Д.Т.Цзя, Л.П.Палец и др. хорошо изученными здесь были только средне-верхнеордовикские толщи, преимущественно терригенного состава и отчасти флишoidного строения, обладающие значительными, часто изменчивыми мощностями (от 1000 до 4000 м). Что же касается нижних членов разреза палеозоя, представленных терригенными кремнисто-терригенными, кремнистыми и в небольшой степени вулканогенными обрзованиями, то их стратиграфия была крайне плохо изучена, царил невероятная путаница не только в априорно принимаемом возрасте выделяемых толщ (от верхнего протерозоя до середины ордовика), но в установлении самой стратиграфической последовательности. Как стало ясным теперь, после находок раннеордовикских конodontов и трилобитов в кремнисто-терригенных толщах Атасуйского и Ерементау-Ниязского антиклинорий, все они принадлежат нижнему ордовику (Герасимов, Дубинина, Зардиашвили, 1977; Новикова, Рязан-

цев, Дубинина, 1978). Кембрий в большинстве разрезов здесь отсутствует, и толщи пород тремадока или непосредственно аренита залегают на метаморфическом докембрийском фундаменте. Кембрийские отложения сравнительно небольшой мощности (бурултасская терригенно-кремнистая свита) известны лишь в Сарытумской подзоне в Западном Прибалхашье. Нельзя исключить присутствие вулканогенных или кремнисто-вулканогенных толщ кембрия (?) также под нижним ордовиком Атасуйского антиклинория и в более южных районах вплоть до гор Булаттау.

Наиболее полными представителями терригенно-кремнистых толщ нижнего ордовика и возможного лланвириа являются разрезы керешошакской, мынедырской и каратасской свит Атасуйского антиклинория и акдымской серии Ерементау-Ниязского антиклинория. Их мощность достигает 1500-3200 м. К этому же стратиграфическому интервалу вероятно относятся кремнисто-терригенная дямбульская свита Чуилийских гор, бурубайтальская и майкольская свиты Западного Прибалхашья. Различия между этими толщами заключаются в разной доле терригенных и кремнистых пород. Их мощность здесь также не менее 2500-3000 м. Таким образом главной особенностью Ерементау-Чуилийской структурно-фациальной зоны является присутствие мощных терригенно-кремнистых толщ с яшмами, фтанитами, фосфатонесными фациями, накопившихся в глубоком и быстро образовавшемся геосинклинальном прогибе с относительно небольшими проявлениями андезито-базальтового магматизма в его южных частях (болгожинская, сарытумская и др. свиты). Этот прогиб наложился на различные ранее существовавшие тектонические элементы - непосредственно на остаточные массивы и, возможно, различного типа кембрийские геосинклинальные прогибы (Атасуйский антиклинорий и районы к югу от него). Перекрывается нижний ордовик различными средне-верхнеордовикскими толщами - упоминавшимися выше терригенными флишеидными свитами, а в Атасуйской подзоне - терригенно-базальтоидно-яшмовой сатыбайской свитой (250-2500 м).

В большинстве районов Ерементау-Чуилийской зоны, также как и западнее, в Степняк-Бетпакдалинской зоне, отсутствует венд. Он известен лишь в Сарытумской подзоне, хотя и здесь его присутствие не доказано. Основными проблемами стратиграфии в пределах Ерементау-Чуилийской структурно-фациальной зоны является разработка надёжной стратиграфической схемы нижнего-среднего ордовика в её южной Прибалхашско-Чуилийской части, выяснение соотношений акдымской серии с вышележащими и отчасти, возможно, более древними толщами

на севере гор Ерементау.

Балхашский остаточный срединный массив¹⁾

Занимает обширное пространство от гор Актау в Атасуйском районе Центрального Казахстана до Центральной и Южной Джунгарии. В своей значительной части он покрыт средне- и верхнепалеозойскими толщами. Как обособившийся остаточный массив он развивается с позднего рифея или с венда. Характерной особенностью его разреза является карбонатный состав большей части вендских и раннепалеозойских отложений. Суммарная мощность карбонатных и отчасти кремнисто-карбонатных толщ в северо-западной периферической части массива (Чажагайская подзона в пределах Актау-Моинтинского антиклинория) составляет около 2700 м, уменьшаясь в Шундинской подзоне до 1000 м. Карбонатные толщи нижнего палеозоя прослеживаются к югу вплоть до побережья оз. Балхаш. Разрез карбонатных толщ хорошо известен по работам Е.В.Альперовича, В.Д.Вознесенского, Н.К.Ившина и других геологов. В юго-восточной части карбонатный чехол Балхашского (Атасуйско-Джунгарского) массива обнажается в Центральной и Южной Джунгарии, где в последние годы изучен И.И.Никитченко (1978). На венде, имеющим мощность около 800-900 м и сложенным карбонатно-терригенными толщами с горизонтами тиллитоподобных конгломератов (солдатсайская и майликольская свиты), залегают карбонатно-кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи кембрия (550-700 м), сменяющиеся вверх по разрезу мощной карбонатной толщей ордовика (1800 м).

Балхашский массив со всех сторон обрамляется эвгеосинклинальными прогибами, существовавшими в кембрии и ордовике. Можно предполагать, что на севере он в раннем палеозое был значительно большим и следился до Успенской зоны смятия. Впоследствии, в силуре и девоне, он здесь был перекрыт мощнейшими терригенными сериями Лемансарысуйского прогиба.

Верхнешидертинский остаточный срединный массив

Гипотетический Верхнешидертинский массив имеет очертания равнобедренного треугольника. Он предполагается под толщами девона, силуре и верхнего ордовика в верховьях р. Шидерты. С запада по глубинным разломам в горах Ерементау он граничит с Ерементау-Чуилийской зоной, с севера с Чиягиз-Тарбагатайской, с юга с Джунгаро-балхашской. Его южное ограничение, по-видимому, отвечает глубинному разлому, прослеживающемуся, по реконструкциям Ю.В.Юнкозской,

¹⁾ Н.А.Афоничев назвал его ранее Атасуйско-Джунгарским.

из района Караганды на северо-восток. В его основании, вероятно, находится крупный гранитизированный блок метаморфического докембрия, выступы которого на дневную поверхность известны на крайнем севере массива в горах Семизбуги, и в его центральных частях к востоку от пос. Осакаровский в так называемом Родниковском горсте, где древние толщи перекрыты средним или верхним ордовиком. Существование остаточного массива приходится предполагать по косвенным данным. В окружающих его прогибах, в частности Агирекском прогибе Чингиз-Тарбагатайской структурно-фациальной зоны, в раннеордовикских толщах имеются олистостромы с глыбами известняков с фауной нижнего, среднего и верхнего кембрия. Это обстоятельство впервые было отмечено Р.А.Копятевичем и впоследствии подтверждено С.П.Коневой (1978). По северо-западной периферии Верхнешидертинского массива известняки с телами эффузивов имеются на востоке гор Семизбуги, в известняковых конгломератах в основании девона в районе пос. Осакаровский, а также в виде галек в силурийских конгломератах. Источником сноса известняковых галек и глыб мог быть только скрытый ныне остаточный массив типа Балханского, но значительно меньших размеров.

Чингиз-Тарбагатайская структурно-фациальная зона

Чингиз-Тарбагатайская структурно-фациальная зона включает Бошекульскую подзону, отвечающую эвгеосинклинальному прогибу, Александровскую геосантиклинальную зону (погруженный массив), а в пределах собственно Чингиз-Тарбагатайского метантиклинория — Западно-Чингизскую, Центральную-Чингизскую и Майкани-Восточночингизскую подзоны.

Чингиз-Тарбагатайская структурно-фациальная зона является типичной эвгеосинклинальной. Она обладает рядом особенностей, отличающих её от рассмотренных выше зон. В её пределах распространён наиболее мощный изменчивый разрез эвгеосинклинального кембрия (от 4500 до 6000 м), изученный биостратиграфически Н.К.Ивинным. Для неё характерна салаирская складчатость, проявившаяся в конце среднего кембрия и, соответственно, ограниченно распространённый мало-мощный терригенно-карбонатный верхний кембрий. Характерно также отсутствие на большей площади нижнего ордовика, известного лишь в Бошекульской и Центрально-Чингизской подзонах и представленного в их пределах вулканогенными андезито-базальтовыми и андезитовыми сериями. Средний и верхний ордовик сложены терригенными флионидными сериями мощностью до 4000-5000 м; в самых верхах ордовика при-

сутствуют толщи андезитов мощностью в 1000–2000 м. Особняком стоит Александровский массив, где в верхнем ордовике широко развиты андезито-дацитовые вулканиды (1600 м). Разрезы ордовика всех перечисленных частей Чингиз-Тарбагатайской зоны подробно изучены И.Ф.Никитиным (1972), и возраст их надёжно обоснован биостратиграфически. Главные стратиграфические проблемы относятся к кембрию, разрезы которого нуждаются в серьезном изучении для разработки детальных местных стратиграфических схем, в которых должны быть строго привязаны биостратиграфические горизонты нижнего-среднего кембрия Н.К.Ившина (1978). Это прежде всего относится к разрезу Божекульской подзоны, где прежде была разработана региональная стратиграфическая схема, нуждающаяся, как это видно теперь, в серьезном переосмысливании и доработке. Заметим, что базальтоидный вулканогенно-осадочный разрез кембрия Божекульского антиклинория настолько отличен от базальтоидно-яшмовых толщ Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, что для этих двух регионов единая стратиграфическая схема вряд ли возможна. Требуется уточнения корреляция разрезов различных зон Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория.

Джунгаро-Балхашская структурно-фациальная зона

Джунгаро-Балхашская зона, также как и предшествующая Чингиз-Тарбагатайская, являлась типичной эвгеосинклиналью, состоящей из прогибов и поднятий. Северная граница зоны проходит по глубинному разлому с Верхнешидертинским массивом, на северо-востоке – с Чингиз-Тарбагатайским мегантиклинорием. С севера на юг он включает Байдаулетовскую и Тектурмасскую подзоны, разделяемые Спасским глубинным разломом на западе и Матакско-Карасорским остаточным массивом на востоке. Вдоль границы с Чингиз-Тарбагатайским мегантиклинорием располагается Причингизская подзона. В центре Джунгаро-Балхашской зоны находится Северо-Балхашская подзона, совпадающая с одноименным антиклинорием. Между периферическими эвгеосинклинальными прогибами Тектурмасской, Причингизской подзон, с одной стороны, и Северо-Балхашской подзоной, с другой, предполагается существование цепочки погруженных в силуре, девоне и позднем палеозое остаточных массивов. Они могут находиться под Жамансарысуйским синклинорием, Баканаской и Калмакэмельской впадинам. Предположение о их существовании основываются на косвенных соображениях, геофизических данных, особенностях позднепалеозойских магматизма и структуры.

В периферических Байдаулетовской и Причингизской подзонах известны лишь базальтоидные толщи (в том числе толентовых базальтов) среднего-верхнего ордовика (1700-2500 м) и яшмово-терригенные отложения верхов ордовика - эгиллия (кувская свита - 2000 м). В пределах Матакско-Карасорского остаточного массива под байдаулетовской базальтовой свитой, обладающей здесь сокращенной мощностью (500 м), находится толща туфов и лав липаритов с горизонтами фтанитов (боркинская свита - 850 м), возраст которой находится в пределах кембрия-ордовика (Сигачёва, 1979). Это особый геосинклинального типа разрез, присущий Матакско-Карасорскому массиву, залегает непосредственно на метаморфическом протерозое.

Тектурмасской подзоне свойствен типичный эвгеосинклинальный разрез кембрия и ордовика. По Т.Н.Херасковой, М.З.Новиковой и др. (Борисёнок и др., 1979) над яшмово-базальтовой уртыжальской серией нижнего-среднего кембрия (1500 м) располагается зонгерская вулканогенно-кремнисто-осадочная свита верхнего кембрия (750 м). Она перекрывается нижеордовикской кремнисто-терригенной карашакской свитой в западной части Тектурмасского антиклинория и аналогами джамбульской свиты нижнего ордовика на его южном крыле. На северном крыле Тектурмасского антиклинория развита яшмово-базальтоидная базарбайская свита среднего ордовика (650 м).

Северо-Балхашская подзона характеризуется близким разрезом базальтоидно-яшмовых толщ, что соблазняет произвести его посвитное сопоставление с разрезом Тектурмасского антиклинория. Однако доказан позднеордовикский возраст только верхней джаманшурукской яшмово-вулканогенно-осадочной свиты. Возраст же более древних толщ неизвестен и находится в пределах кембрия - среднего ордовика. По остаткам радиолярий ясно, что они принадлежат нижнему палеозою, а не докембрию, как это предполагалось ранее.

Главной чертой Джунгери-Балхашской зоны является относительная продолжительность здесь раннегеосинклинальной стадии развития вплоть до конца ордовика (а возможно и до начала сидуре). Вторая особенность - наличие нового типа геосинклинального разреза, в котором сочетаются липаритовые вулканы с черными кремнистыми сланцами и фтанитами. Третья черта - в офиолитовом геосинклинальном комплексе в сочетании с базальтоидами и яшмами находятся гипербазитовые валы, приуроченные к ядрам длительно развивавшихся интратеосинклинальных поднятий на месте будущих Тектурмасского и Северо-Балхашского антиклинориев.

Палеотектонические обстановки в раннем палеозое

Палеотектонические реконструкции важны для восстановления истории развития геосинклиналей Казахстана. Особенно большое значение имеют реконструкции начальной стадии развития геосинклиналей, помогающие рассмотреть проблему их заложения. В эвгеосинклинальной Казахстанско-Северотяньшаньской системе, в частности в эвгеосинклинальных прогибах Степняк-Бетпакдалинской, Чингиз-Тарбагатайской и Джунгаро-Балхашской структурно-фациальных зон, известны типичные офиолитовые ассоциации с базальтоидами (от толеитовых до щелочных), яшмами, гипербазитами. Вверх по разрезу в общем лучше они сменяются ассоциациями средних стадий геосинклинального развития (андезито-базальтовыми, терригенными флишоидными и др.). Все это дает основание считать, что в Казахстане мы встречаемся с обычным для многих регионов строением и эволюцией геосинклинальных серий. Анализ закономерностей развития геосинклиналей Казахстана на начальных стадиях приобретает особое значение в связи с тем, что здесь могут быть оценены широко распространенные в последние десять лет идеи А.В.Пейве о возникновении геосинклиналей на месте океанических пространств или хотя бы на земной коре океанического типа. В применении к эволюции геосинклиналей Казахстана эти идеи были использованы Р.М.Антонюком и др. (1977). Упомянутый подход заставляет внимательно рассмотреть тектонические обстановки образования офиолитовых ассоциаций, их возраст, тектоническое положение, взаимоотношения с более древними и молодыми комплексами и древним докембрийским фундаментом. Очевидно, что выводы о палеотектонических обстановках на начальных стадиях развития геосинклиналей Казахстана - весьма большого региона, где можно реконструировать одновременно сосуществовавшие палеотектонические обстановки для разных эпох, не могут игнорироваться при оценке известных или создании новых концепций геосинклинального развития и смысла геосинклинального процесса.

Основным методом палеотектонического анализа является анализ фаций и мощностей отложений, блестяще развитый в Советском Союзе работами В.В.Белоусова, Н.С.Шетского, Н.П.Хераскова и многих других геологов. Он дополняется рассмотрением особенностей развития магматизма в связи с общей эволюцией геосинклиналей. Магматизм - глубинный базитовый, кислый коровый - показатель тектонических обстановок, в частности степени проницаемости земной коры для глубинных мантийных магматических расплавов и способности к гене-

рации коровых очагов. При палеотектоническом анализе также важно рассмотрение структурной эволюции, роли глубинных разломов, места гипербазитов и т.п.

Последовательное развитие раннепалеозойских геосинклинальных систем Казахстана изображено на палеотектонических схемах (рис. 3-6). Их сравнение, анализ всего имеющегося материала по геологии раннегеосинклинальных комплексов позволяет прийти к важным выводам и заключениям регионального и общего характера.

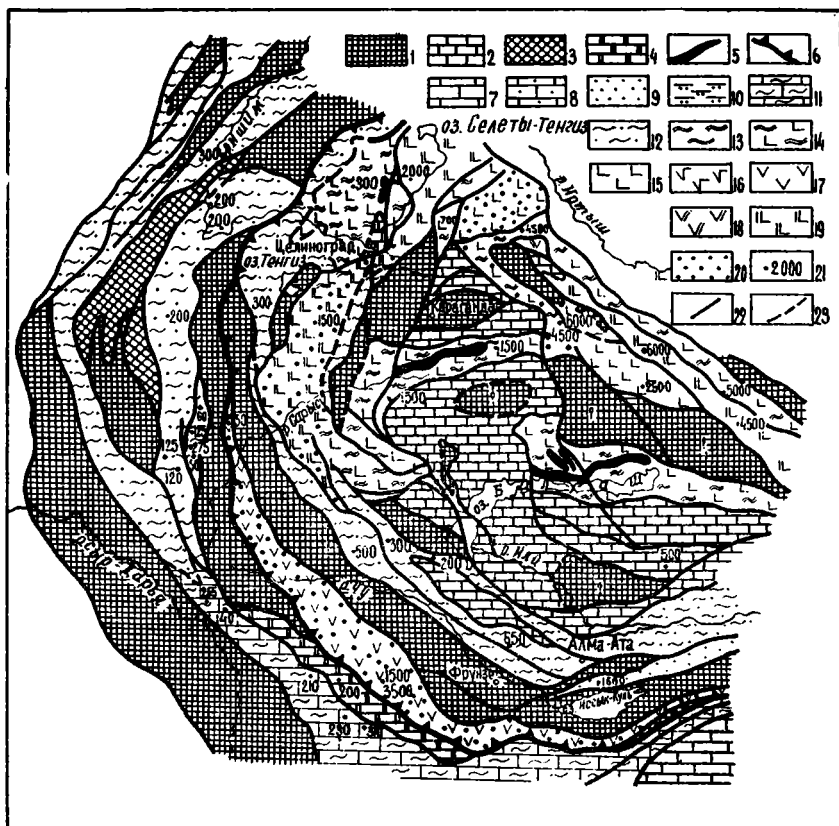
Если рассматривать эволюцию геосинклиналей Казахстана и Тянь-Шаня совместно, то отчетливо вырисовывается овально-концентрическое строение геосинклинальной раннепалеозойской области. Эта отмечавшаяся ранее особенность взаимного расположения структурно-фациальных зон (см. рис. I), геосинклинальных прогибов и геосинклинальных поднятий разного типа, остаточных срединных массивов, глубинных разломов устанавливается начиная с самых стадий развития геосинклиналей Казахстана и до момента консолидации земной коры в раннем, среднем и позднем палеозое. Овально-концентрический (а не "мозаичный" - Антонов и др., 1977) тип строения предопределяет все особенности геологического строения и развития палеозойд Казахстана и Тянь-Шаня.

Палеотектоническое районирование

По особенностям геологического развития - тектоническому режиму, накопившимся геологическим формациям, проявлениями магнетизма, по "степени геосинклинальности" - раннепалеозойская геосинклинальная область отчетливо разделяется на две упоминавшиеся выше длительно развивавшиеся геосинклинальные системы.

Западная, Кокчетай-Каратауская хемизвгеосинклинальная система включает крупные остаточные срединные массивы, отличается явной унаследованностью развития геосинклинальных прогибов и геосинклинальных поднятий в течение венда и всего нижнего палеозоя. Впоследствии на месте прогибов возникли синклиории, на месте поднятий - антиклиории с метаморфическими ядрами докембрия. Хемизвгеосинклинальная система с запада на приводимых палеотектонических схемах не ограничена - вероятно ее продолжение в раннем палеозое на территории Туранской плиты в Кызылкумах, вплоть до Тамдытауской структурно-фациальной зоны.

Восточная, Казахстанско-Северо-Тяньшенская звгеосинклинальная система обладает более сложным строением и геологической историей, значительной тектонической дифференциацией с начальных и до конечных стадий развития, широким развитием офиолитовой ассоциации



с кембрия и до конца ордовика, наличием гипербазитовых поясов разного типа¹⁾. Офиолитовая ассоциация ложится на древний фундамент, при этом местами предполагается его значительное погружение и отчасти раздвижение. Здесь также велика роль остаточных срединных массивов, но некоторые массивы существовали относительно короткое время и вовлекались в геосинклинальное прогибание и захоронялись (например, прогибы Ерементев-Чуилийской зоны). В раннем палеозое нет явного унаследования в пределах существовавших эвгеосинклинальных прогибов и поднятий. Исключения представляют лишь отдельные прогибы и крупные поднятия типа Балхашского остаточного срединного массива. В отдельных зонах Казахстанско-Северотяньшань-

¹⁾ См. статьи И.Е.Кузнецова и Ю.А.Зейцева в настоящем сборнике.

Рис. 3. Палеотектоническая схема раннего-среднего кембрия.

1-2 - устойчивые геосинклинальные поднятия типа остаточных срединных массивов; 1 - являвшиеся областями размыва, 2 - перекрытые маломощным чехлом известняковых, кремнисто-известняковых и кремнисто-терригенных ассоциаций горных пород; 3-4 - новообразованные геосинклинальные поднятия; 3 - размывавшиеся; 4 - перекрытые маломощным чехлом известняковых, известняково-терригенных и кремнисто-терригенных ассоциаций горных пород; 5 - мантийные гипербазитовые валы; 6 - граница Кокчетау-Каратауской эвгеосинклинальной и Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальных систем (треугольники в сторону эвгеосинклинальной системы); 7-20 - ассоциации горных пород геосинклинальных прогибов: 7 - известняковая; 8 - известняково-терригенная; 9 - терригенная; 10 - терригенная флишевая; 11 - кремнисто-известняковая; 12 - терригенно-кремнистая; 13 - яшмовая; 14 - яшмово-базальтовая; 15-19 - вулканогенные преимущественно лавовые: 15 - базальтовая; 16 - андезито-базальтовая; 17 - андезитовая; 18 - андезито-дацитовая; 19 - дифференцированная; 20 - вулканогенные преимущественно туфовые и вулканогенно-осадочные (знак добавляется к знакам лав соответствующего состава); 21 - мощность; 22 - региональные долгоживущие разломы; 23 - фациальные границы

ской эвгеосинклинальной системы проявляются раннепалеозойские складчатости, то есть развитие геосинклинали идёт полициклически (например, в Чингиз-Тарбагатайской зоне). Обычно чётко унаследуются глубинные разломы, определяющие положение границ эвгеосинклинальных прогибов и поднятий.

Особенности внутреннего строения и развития Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной системы

Как было указано выше, главной чертой строения Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной системы является овально-концентрическое дугообразное расположение геосинклинальных прогибов и поднятий. Отдельные эвгеосинклинальные прогибы протягивались в виде относительно узких (100-150 км) изгибавшихся лент, разделявшихся протяженными геосинклинальными блоками фундамента и остаточными срединными массивами.

Внешний эвгеосинклинальный Киргизско-Терский прогиб, характеризующийся мощными базальтовыми сериями верхнего рифея и кембрия в основании геосинклинального комплекса, сформировался на

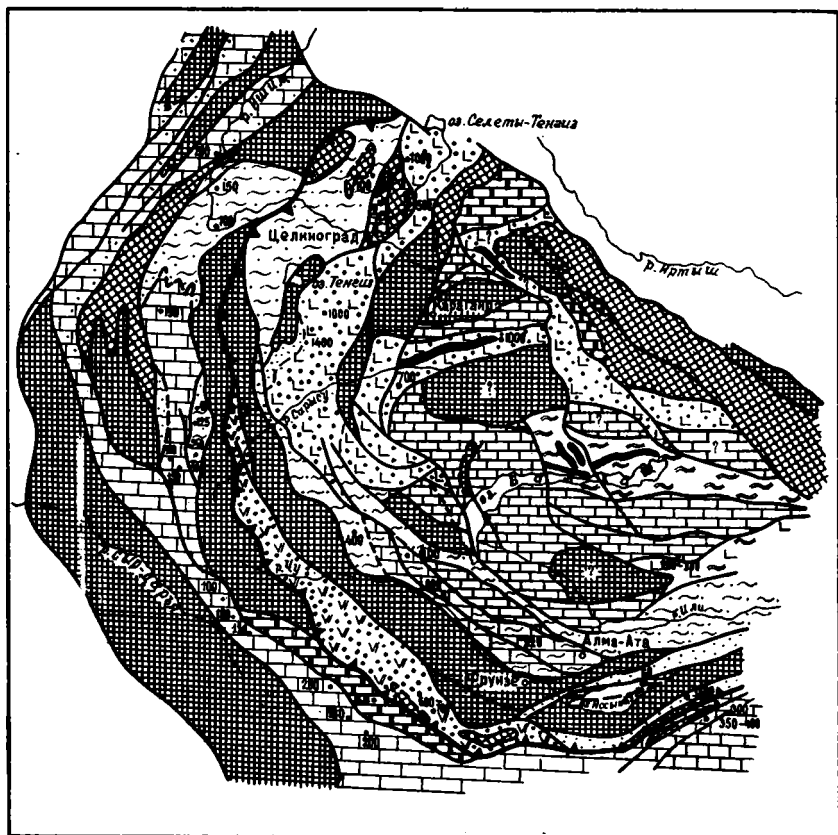


Рис. 4. Палеотектоническая схема позднего кембрия.
Условные обозначения см. на рис. 3

докембрийском гранитно-метаморфическом фундаменте (Киселев, Королев, 1974, 1970). Для кембрийских базальтоидных толщ характерно отсутствие ям; для позднего кембрия и раннего ордовика по периферии геосинклинальных прогибов за счёт разрушавшихся Моникумского и Иссыккульского остаточных массивов происходило накопление грубообломочных толщ. Средне- и позднеордовикская эпохи ознаменовались образованием, главным образом, флишеидных толщ.

Второй наиболее протяжённый (около 1800 км) пояс азгеосинклинальных прогибов отрезает Степнякско-Бетпакадальской структурно-фациальной зоне и её возможному продолжению под Илийской кайнозой-

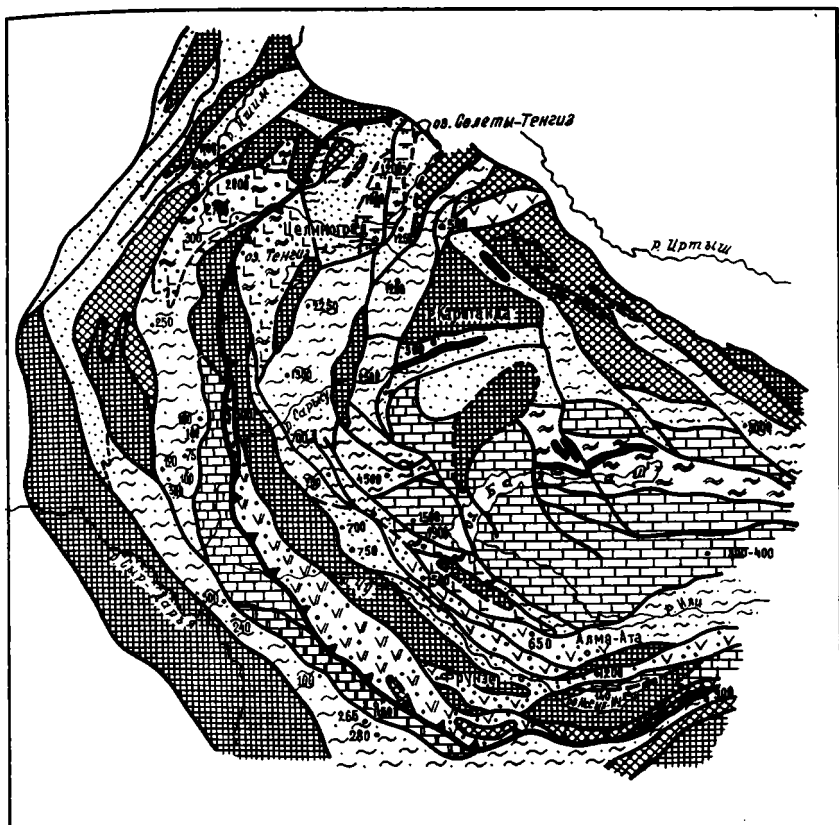


Рис. 5. Палеотектоническая схема раннего-среднего ордовика (включает лленвири). Условные обозначения см. на рис. 3

ской предгорной впадиной. В северной части Степнякско-Бетпакадалинской зоны в кембрии эвгеосинклинальный прогиб находился на месте Селетинского синклинория и Ишкеольмесского антиклинория. Он был заложен на докембрийском метаморфическом фундаменте, что хорошо видно по налеганию кремнисто-яшмово-терригенных толщ основания кембрия на гнейсы шингеровской свиты в центральной части Ишкеольмесского антиклинория к югу от г. Степногорска, а также в ряде других мест - в среднем течении р. Аксар в Селетинском синклинории. Для раннегеосинклинальных формаций здесь характерны щелочные и толеитовые базальты, яшмы, фтаниты, кварцевые зренины, заключающие местами (горы Ишкеольмес) древние пирконовые россыпи. В сред-

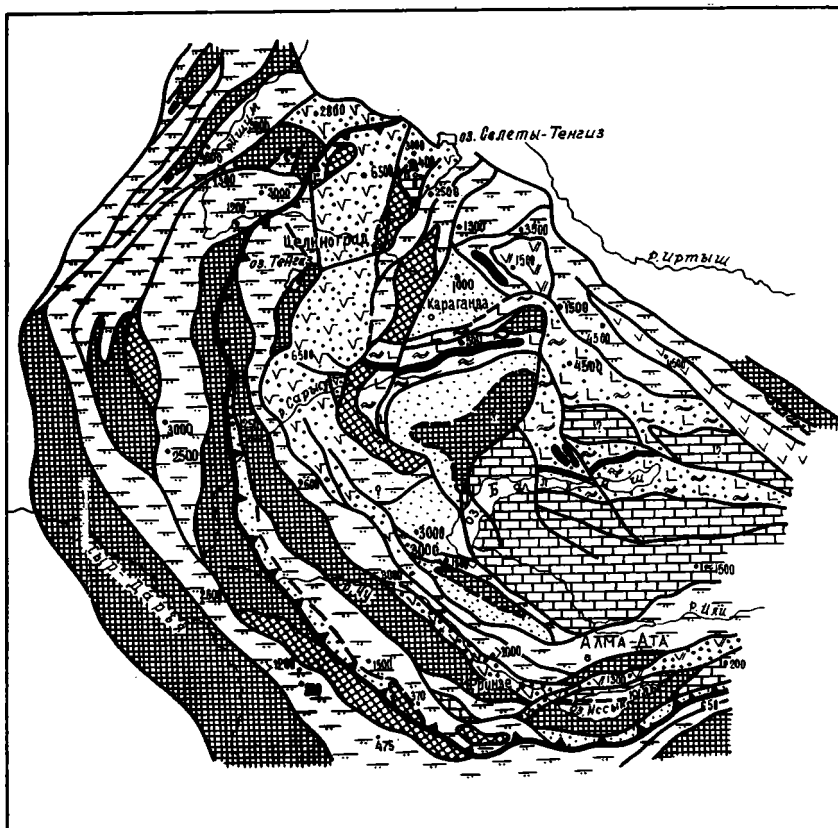


Рис. 6. Палеотектоническая схема среднего-позднего ордовика (ландейло-поздний карадок). Условные обозначения см. на рис. 9.

нем-верхнем ордовике центр прогибания сместился на запад в Степнякский синклиниорий на место шельфового кембрийского морского бассейна с размывавшимся древним докембрийским покоем. Ареал андезитобазальтового вулканизма был весьма значителен, мощность накопившихся вулканогенных толщ велика (6500 м).

Эвгеосинклинальные вулканогенные прогибы (кембрийский и среднепозднеордовиковский), постепенно сужаясь, протягивались на юг вплоть до Джалаир-Найманской подзоны. При этом заметно уменьшалась мощность вулканитов. Вероятно, далее на юг вулканиты замещались вулканогенно-осадочными толщами, а типичный эвгеосинклинальный

прогиб перерождался по простиранию в хемизвгеосинклиналь. В западном ограничении ордовикского Селетинского прогиба по сая р. Акжар установлены олистостромы с глыбами нижнекембрийских и среднекембрийских известняков, свидетельствующие о существовании по периферии Степнякской подзоны поднятий с карбонатным осадконакоплением в кембрии и размывом в среднем ордовике. Таким образом, эвгеосинклинальные прогибы разных стадий развития здесь смещены друг относительно друга, формирование вулканических серий происходило в обстановке общего растяжения. Андезитово-базальтовые серии Степнякского синклиналии и Сарысу-Тенизского поднятия по своему тектоническому положению не имеют ничего общего с островными дугами, хотя сам вулканизм (состав, особенности излияний, химизм) близок островодужному.

Ерементау-Чуилийская зона представляла собой новообразованный раннеордовикский терригенно-кремнистый линейный протяженный прогиб, наложившийся на выступы метаморфического фундамента в горах Ерементау и Нияз, наподобие Бурунтауский и Западно-Балхашский выступы в Западном Прибалхашье. Основание терригенно-кремнистого прогиба в Атасуйском антиклинории не известно. Мощность терригенных и кремнистых толщ здесь достигала 2500 м. Р.М.Антонюк и др. (1977) рассматривали этот палеотектонический элемент как континентальный склон по периферии эвгеосинклинальной раннепалеозойской системы Казахстана. Установленный ныне раннеордовикский возраст акдымской серии, мынадырской и каратаской свит однозначно доказывает существование Ерементау-Атасуйско-Чуилийского глубокого прогиба, развивавшегося весьма короткое время в течение раннего ордовика - лленвириа. К западу и востоку мощности разновозрастных кремнистых и кремнисто-терригенных толщ сокращаются до 300-400 м. Обращает на себя внимание сочетание в разрезе нижнего ордовика кремнистых сланцев, фтанитов, яшм, марганцевых руд, полимиктовых песчаников и алевролитов с кварцевыми аренидами, местами фосфатеносными кварцевыми песчаником. Как и в кембрии Степнякского и Селетинского прогибов, в Ерементау-Атасуйском прогибе не накапливались кварцевые песчаники за счёт размыва метаморфического докембрийского фундамента. Такие же кварцевые песчаники и алевролиты имеются в большом количестве в разрезах разновозрастных толщ в Северо-Восточной Бетпакадае (район гор Булаттау и др.).

Эвгеосинклинальные прогибы раннего-среднего кембрия Чингиз-Тарбагатайской зоны также неоднородны, разделяются небольшими ос-

тоточными массивами. Здесь имеются выступы метаморфического основания в горах Мурзик и Эдрей. Как будто бы сейчас есть основание для выделения остаточного срединного массива в центральной части Харминской структурно-фациальной зоны Зайсанской геосинклинальной системы (выступы метаморфического фундамента и состав обломочного материала). Таким образом, геосинклинальные прогибы Чингиза приобретают естественные ограничения и линейные очертания.

Особое положение имеет Божекульский разрез кембрия. Он очевидно был связан с отдельным прогибом, заполнившимся базальтоидами и терригенными породами. Здесь отсутствовали ямы и вообще типичная офиолитовая ассоциация. Салаирская складчатость прерывает геосинклинальное развитие в Чингиз-Тарбагатайской зоне. Здесь опорадически развит маломощный верхний кембрий в пестроцветных терригенно-карбонатных фациях, лежащий резко несогласно, как это было установлено Р.А.Борукаевым (1955). В нижнем ордовике в Божекульской и Центрально-Чингизской подзонах проявился андезито-базальтовый вулканизм, близкий вулканизму островных дуг.

Джунгаро-Балхашская внутренняя зона эвгеосинклинальных прогибов с яммово-базальтовыми сериями приурочена к центральной части эвгеосинклинальной области.

Заложение эвгеосинклинальных прогибов произошло здесь в кембрии в результате опускания, возможно, частичного раздвижения, блоков гранитно-метаморфического фундамента. Так образовались Тектурмасский и Северо-Балхашский эвгеосинклинальные прогибы, в каждом из которых в зонах раздвигов с самого начала существования прогибов возникли мантийные гипербазитовые валы. Вторая стадия раздвижения блоков в среднем ордовике повлекла за собой излияния толеитовых базальтов и дальнейшее развитие мантийных впадин. К этому этапу также было приурочено "обламывание" южного края Шидертинского массива и заложение узкого Бейдаулетовского прогиба. Фундамент эвгеосинклинальных прогибов здесь не известен. Предположения Р.М.Антонова (1974) о существовании здесь мезанократового фундамента геосинклиналей не подтверждается.¹⁾

Эвгеосинклинальный Северо-Балхашский прогиб, занимающий центральное положение в Джунгаро-Балхашской геосинклинали, обрамляется полукольцом остаточных массивов, переработавшихся и постепенно погружавшихся в течение всего раннего палеозоя. В него входят Бал-

¹⁾ См. статьи И.Е.Кузнецова и Ю.А.Зайцева в данном сборнике.

хашский массив и предполагаемые по косвенным и геофизическим данным массивы под Хамансарыуский синклиналией. Калмакэмельской и Баканаской позднепалеозойским впадинам. По аналогии с Балхашским массивом можно предполагать, что они характеризовались карбонатным осадконакоплением, отложением маломощных терригенных пород и тилитоподобных конгломератов.

Таким образом эвгеосинклинальная Казахстанско-Северотяньшаньская система на протяжении всего раннего палеозоя характеризовалась резкой тектонической дифференциацией – сосуществованием эвгеосинклинальных прогибов разных типов, геовантиклинальных поднятий, мантийных валов, остаточных массивов, имевших весьма разную историю. Несомненно, что длительное время существовал единый морской бассейн, резко дифференцированный в ландшафтно-геоморфологическом отношении – участки шельфов и островных гряд чередовались с глубокими морскими впадинами, где происходили излияния базальтоидов разного типа и накопление яшмовых и яшмово-терригенных и кремнисто-терригенных толщ большой мощности. Вблизи границ поднятий и прогибов, предопределяемых положением глубинных разломов, формировались мутьевые потоки, выносившие в прогибы большое количество обломочного материала.

Реконструируемые палеотектонические обстановки с перечисленными выше чертами были характерны и для раннегеосинклинальной стадии, когда образовались базальтоидно-яшмовые офиолитовые ассоциации, и для стадии зрелых геосинклиналей, в течение которой накопились флишеидные толщи и андезито-базальтовые серииты.

В заключение следует отметить некоторые черты развития эвгеосинклинальных прогибов в связи с проявлениями вулканизма. Заложение эвгеосинклинальных прогибов, сопровождавшееся интенсивным базальтовым магнетизмом, происходит с начала кембрия¹⁾ – одновременно возникают прогибы и разделявшие их геовантиклинальные поднятия типа остаточных массивов с обширными выступами гнейзно-метаморфического фундамента. Базальтовый вулканизм связан с концентрическими располагавшимися зонами растяжения по глубинным разломам, вдоль которых в некоторых случаях возникли узкие и протяженные раздвиговые пояса. С течением времени скачкообразно происходит сужение ареалов базальтового вулканизма и сохранение его до позднего ордовика лишь в Джунгаро-Балхашской эвгеосинклинальной зоне.

¹⁾ Исключение представляет лишь Киргизско-Терской эвгеосинклиналь, возникшая в позднем рифе.

Для всех эвгеосинклинальных прогибов характерны большие мощности базальтовых толщ.

Участки проявления андезито-базальтового (так называемого "островодужного") вулканизма связаны с резко различными по предшествующей тектонической истории структурными зонами. Андезитово-базальтовые серии заполняют обширные прогибы на "жестком" основании (Степнякский прогиб, на эвгеосинклинальных базальтоидных сериях, лишенных яммово-кремнистых толщ (Сарысу-Тенизская подзона, Киргизско-Терскайский эвгеосинклинальный прогиб, Божекульская подзона), в областях, испытавших складкообразование после накопления типичных яммово-базальтовых серий (Центрально-Чингизская подзона), а также на остаточных массивах (Кентыктас). Если тектоническая позиция андезито-базальтов столь разнообразна, то возникает сомнение в правильности идеальных "вертикальных" схем, когда андезито-базальтовому "островодужному" вулканизму отводится строго определенное историко-геологическое положение.

В развитии раннепалеозойской Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной системы отчетливо выявляются три эпохи ареального массового вулканизма. При этом становятся видны довольно неожиданные латеральные связи. Первый этап отвечает раннему-среднему кембрию, когда во всех эвгеосинклинальных прогибах происходят обильные базальтовые излияния, сочетающиеся с образованием яммовых, кремнистых и терригенных пород (вплоть до кварцевых песчаников). Сами базальты принадлежат к разным типам - от щелочных до нормальных толеитов. Обильный вулканизм базальтового типа продолжался в отдельных зонах (Ишкеольмесская и Селетинская подзоны) и в позднем кембрие, хотя в целом он резко убывает - в эвгеосинклиналях формируются вулканогенно-осадочные и терригенные толщи. Амагматичной для подавляющей части геосинклинальных пространств была раннеордовикская эпоха, ознаменовавшаяся интенсивной эксталятивной деятельностью. Раннеордовикский терригенно-кремнистый уровень имеет значение маркирующего для большей части палеозойской Казахстана.

Вторая эпоха массового вулканизма отвечает среднему-позднему ордовика. Для этого времени характерно проявление вулканизма разных типов, но происходившего одновременно в различных эвгеосинклинальных прогибах. Так, в Тектурмасском прогибе установлены излияния толеитовых базальтов, сопровождавшихся образованием ям, в других - изливались андезито-базальтовые магмы "островодужного" ти-

на (см. рис. 2, 6). Если к этому добавить, что в это же время в смежных эвгеосинклинальных прогибах, одновременно заканчивающих своё развитие, происходит накопление флишодных и флишевых серий, то станет очевидной искусственность существующих "вертикальных" схем, справедливых лишь в самом общем виде.

Третья эпоха массового вулканизма в конце позднего ордовика характеризовалась излияниями андезито-базальтов, андезитов, андезитов-дацитов, в большинстве случаев сочетающихся с молассами, конгломератовыми толщами в регионах, завершающих своё геосинклинальное развитие.

Раннепалеозойская обстановка Казахстана является типичной геосинклинальной. С начальных стадий развития геосинклинальной области в ней сосуществуют геосинклинальные прогибы и остаточные массивы, игравшие роль геоантиклиналей. Следует подчеркнуть большую тектоническую роль этих массивов. Контуры геосинклинальных прогибов к ним явно приспособлены, их ограничения предопределяются положением глубинных разломов. В течение всего раннего палеозоя отдельные остаточные массивы сохраняли свою роль геоантиклинальных поднятий, другие - постепенно разрушались по периферии и иногда целиком были захоронены под геосинклинальными накоплениями.

Рассмотренные особенности строения и развития Казахстанско-Северотяньшаньской эвгеосинклинальной системы, характер осадконакопления и вулканизма, заложенные на тектонически переработанном гранитно-метаморфическом докембрийском фундаменте не оставляют возможности для предположений о её образовании на месте океанических пространств и на коре океанического типа.

Литература

- Антоник Р.М. и др. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана. - "Геотектоника", 1977, № 5.
- Бабичев Е.А. и др. Раннегеосинклинальные кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонского этапа развития Центрального Казахстана. - В сб.: Геология и полезные ископаемые Центр. Казахстана. М., "Наука", 1977.
- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1959, т. XXXIV, вып. I.
- Бандалетов С.М. Силур Казахстана. Алма-Ата, 1969.
- Борисёнок В.И. и др. Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ Центрального Казахстана. - "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1979, № 4.

Борукаев Р.А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сари-Арка). М., Гостеолтехиздат, 1955.

Геология СССР. т. 3. Южный Казахстан. М., "Недра", 1971.

Геология СССР, т. XX, Центральный Казахстан, М., "Недра"; 1972.

Герасимов Н.А., Дубинина С.В., Зардиашвили Н.И. О возрасте кремнисто-терригенного комплекса Атасуйского антиклинория (Центральный Казахстан). - "Докл. АН СССР", 1977, т. 235, № 1.

Зайцев Д.А., Хераскова Т.Н. Строение и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ восточного крыла Байконурского синклинория. - "Мат-лы по геологии Ц.Казахстана", Том X. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.

Ившин Н.К. Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1978.

Карта каледонской структуры Казахстана и сопредельных территорий м-ба 1:1500000. Гл. редакторы А.А.Абдуллин, Ю.А.Зайцев. Л., 1979.

Киселёв В.В., Королёв В.Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя зап. части Киргизского хребта. - "Мат-лы по геологии Тянь-Шаня", Фрунзе, 1964, вып. 4.

Киселёв В.В., Королёв В.Г. О соотношении инициального и субсеквентного магматизма. - "Геотектоника", 1970. № 3.

Конев С.П. Стенотектоиды и беззамковые брахиоподы нижнего и низов среднего кембрия Центрального Казахстана и Малого Каратау. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. г.-мин. наук. Л., 1978.

Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана, ч. I. Стратиграфия. Алма-Ата, 1972.

Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана, ч. II. Палеогеография, палеотектоника. Алма-Ата, 1973.

Никитченко И.И. Стратиграфия докембрия и нижнего палеозоя Джунгарского Алатау. - "Изв. АН Каз.ССР. Серия геол.", 1978, № 5.

Новикова М.З., Рязанцев А.В., Дубинина С.В. О возрасте акдымской серии Ерементай-Ниязского антиклинория (Центр.Казахстан). - "Докл. АН СССР", 1978, т. 241, № 2.

Сигачёва Н.Н. Строение метаморфизованных толщ центральной части Спасского антиклинория (Центр.Казахстан). - "Вестн. Моск. ун-та. Серия геол.", 1979, № 1.

Тектоническая карта области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий м-ба 1:1500000. Гл. редакторы

М.З.Новикова, Н.А.Герасимова, В.И.Борисёнок,
К.Буяковская, С.В.Дубинина, О.В.Минервин

Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных
вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя
Ишкельмесского и Ерементау-Ниязского антиклинориев

Разрез вулканогенно-кремнистого комплекса Ерементау-Ниязского антиклинория считается опорным для востока и северо-востока Центрального Казахстана. Стратиграфия этого комплекса была впервые разработана Р.А.Борукаевым в Ерементау-Ниязском и Ишкельмесском антиклинориях (Борукаев, 1955; Борукаев, Ляпичев, 1960). Им были выделены три серии: акдымская - кварцитовая (верхний протерозой); ерементауская - известняково-эффузивная (синий), разделенная на твесскую (нижнюю) и желтаускую свиты; телескольская - туфо-осадочная (нижний кембрий).

С 1965 г. геологические исследования в пределах Ерементау-Ниязского антиклинория проводились геологами ЦКТИУ (Двойченко, 1971, 1974, 1977; Антонюк, 1971; Клиггер, 1968 и др.). В известняках ерементауской серии (в желтауской свите) были собраны онколиты, характерные, по заключению З.А.Хуравлевой и Б.Ш.Клиггер, для среднего рифея. Такие же онколиты были обнаружены в гальке известняков среди терригенных пород акдымской серии. В кремнистых породах Н.К.Двойченко были впервые найдены остатки беззамковых брахиопод *Linnarssonina* sp. (определение В.Д.Горняцкого). В этой же точке Р.Г.Тениковой в 1973 г. были собраны и определены *Linnarssonina* sp., *Prototreta* (?) sp., *Acrotretidae*, *Lingulella* sp. ind. что позволило ей отнести вмещающие их породы к нижнему-среднему кембрию. Н.К.Двойченко поместила акдымскую серию выше ерементауской. Акдымская серия была разделена ею на мышкокурскую и алгабасскую свиты. Фауна беззамковых брахиопод приурочена к мышкокурской свите. В верхней алгабасской свите Б.Б.Назаровым собраны радиолярии, сходные по родовому и видовому составу с радиоляриями среднего-верхнего кембрия; в то же время здесь присутствуют неко-

торые раннеордовикские формы (Назаров, 1975). Н.К.Двойченко принимает возраст минюкурской свиты как венд - средний кембрий, алга-басской - средний-поздний кембрий (Двойченко, 1977).

На втором межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия и палеозоя Восточного Казахстана, состоявшемся в 1971 г. в Алма-Ате, интерпретация стратиграфических разрезов Ерементау-Ниязского, Атасуйского районов, хребта Чингиз, Западного и Северного Прибалхашья вызвала большие разногласия. Тлесская свита гор Ерементау была отнесена условно к верхнему рифею; указывалось, что в других районах Центрального Казахстана толщи, выделяемые как тлесская и желтауская свиты, могут иметь вендско-среднекембрийский возраст. Возраст акдымской серии условно принят вендско-кембрийским (Решения..., 1976).

В пределах Искеольмесского и Ерементау-Ниязского антиклинориев в последние годы авторами были проведены детальные стратиграфические исследования. Основное внимание уделялось выделению и прослеживанию маркирующих горизонтов, картированию и расшифровке складчатой структуры, целенаправленным поискам фауны. С применением этой методики были детально изучены участки, в пределах которых ранее были описаны стратотипические разрезы. Выделенные при этом пачки были прослежены по простиранию на значительные расстояния, что позволило надёжно обосновать стратиграфическое расчленение комплекса и провести сопоставление его разрезов в разных районах.

Искеольмесский антиклинорий

Раннегеосинклинальный вулканогенно-кремнистый комплекс Искеольмесского антиклинория относился ранее большей частью к докембрию, частично к нижнему кембрию (Борукаев, 1955). В результате детальных исследований было установлено новое расчленение комплекса и принадлежность его к кембрию-нижнему ордовики. Описание стратиграфии раннегеосинклинальных образований Искеольмесского антиклинория было опубликовано ранее (Бабичев и др., 1977; Борисёнок и др., 1979), поэтому здесь рассматриваются лишь общие черты строения разрезов и те уточнения в возрастной принадлежности стратиграфических подразделений, которые удалось сделать на основании новых находок ископаемой фауны.

По характеру разрезов в Искеольмесском антиклинории выделяются западная и восточная структурно-фацальные зоны, граница между которыми проходит по Атасорскому глубинному разлому.

Разрез западной зоны начинается ижекольмесской кремнисто-терригенной свитой, залегающей непосредственно на метаморфических породах протерозоя. Ижекольмесская свита согласно перекрывается сазинской - яммово-базальтовой, на которой несогласно залегает яммово-фтанитовая ирадырская свита. С самых низов разреза установлено наличие в кремнистых породах остатков радиолярий. По заключению Б.Б.Назарова, радиолярии из ижекольмесской свиты имеют кембрийский облик, ирадырская свита содержит радиолярии позднекембрийского-раннеордовикского возраста. В ирадырской свите выявлен комплекс беззамковых брахиопод, свидетельствующий, по мнению Р.Г.Теняковой, о её среднекембрийском возрасте. Однако в последнее время большинство специалистов, занимающихся изучением ископаемых остатков беззамковых брахиопод, пришли к мнению, что степень сохранности остатков беззамковых брахиопод из кремнистых пород не позволяет различать кембрийские и ордовикские формы. В связи с этим беззамковые брахиоподы, обнаруженные в кремнистых породах ирадырской свиты, указывают лишь на её раннепалеозойский возраст. В 1978 г. Н.А.Герасимовой в кремнях ирадырской свиты обнаружены конодонты, позволившие С.В.Дубининой установить её раннеордовикский возраст.

Самые низы раннеордовикского терригенно-кремнистого разреза западной структурно-фациальной зоны Ижекольмесского антиклинория вскрыты канавой у совхоза Минский. На афировых базальтах сазинской свиты трансгрессивно залегают (рис. I-УШ на вкладке):

1. Чёрные, тёмно-серые тонкопереслаивающиеся мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты, обогащенные мелкозернистым гематитизированным магнетитом 4 м
2. Кремни светло-серые, лиловато-серые, прослой фтанитов, в кремнях - конодонты 25 м
Более высокие части разреза обнажены в 1,5 км к востоку от горы Ирадыр, где на пологом крыле синклинали обнажаются снизу вверх по разрезу (см.рис. I-УШ на вкладке):
3. Зеленовато-серые кремнистые алевролиты, светло-серые кремни 3 м
4. Красные и фиолетово-красные яшмы и кремнистые алевролиты 15 м
5. Светло-серые кремни с горизонтами фтанитов 10 м
6. Буро-красные кремнистые алевролиты, яшмы, линзы кварцевых песчаников 25 м
7. Зелёно-серые кремнистые алевролиты, светло-серые кремни 15 м
8. Красно-зелёно-жёлтые слоистые яшмы 2 м
9. Светло-серые кремни и кремнистые алевролиты 40 м

- | | |
|--|------|
| 10. Зеленовато-серые кремни | 2 м |
| 11. Фтаниты | 5 м |
| 12. Красно-зелёно-жёлтые слоистые яшмы с горизонтами зелёных кремней | 35 м |
| 13. Зелено-серые кремни, переслаивающиеся с горизонтами буро-красных и фиолетово-красных яшм | 50 м |
| 14. Светло-серые, белые слоистые кремни и кремнистые аргиллиты, в кремнях - остатки конодонтов | 70 м |
- Общая мощность разреза 370 м. Н.А.Герасимовой в кремнях слоев 2 и 14 были обнаружены конодонты, трехэлементный аппарат *Parasordylodus gracilis* Lindström, emend. Van Wamel, 1974, который, по определению С.В.Дубининой, характерен для латориского горизонта аргентского яруса.

В восточной зоне к кембрию условно относится вулканогенная урумбайская свита, являющаяся вероятным аналогом сазинской свиты. Основание урумбайской свиты не известно. Ранее нами в неё включалась в качестве верхней подсвиты кремнисто-терригенная пачка, сопоставляемая на основании литологического сходства с ирадырской свитой западной зоны. Комплекс беззакмковых брахиопод, заключённый в кремнистых породах этой пачки, соответствует комплексу из ирадырской свиты (заключение Р.Г.Теняковой). Учитывая все сказанное выше о степени сохранности фаунистических остатков из кремнистых пород и о возрасте ирадырской свиты, следует предполагать для кремнисто-терригенной пачки восточной зоны также раннеордовикский возраст и сопоставлять её с низами софиевской свиты аргент-длан-вириа (см.рис. I на вкладке).

Кремнисто-терригенные отложения, описанные О.В.Минервиним как софиевская свита, залегают с азимутальным несогласием на урумбайской свите. Свита сложена главным образом зеленовато-серыми, серыми мелкозернистыми существенно полевошпатовыми песчаниками и алевролитами с редкими линзами гравелитов и известняков, переходящих в известковистые песчаники, а также двумя маркирующими горизонтами кремнистых пород.

Наиболее полный разрез софиевской свиты находится на левобережье р. Аксу. На вулканитах урумбайской свиты с азимутальным несогласием залегают (см.рис. I-У на вкладке):

1. Песчаники мелкозернистые, алевролиты и кремнистые алевролиты с прослоями серых кремней около 100 м
2. Кремнистые алевролиты и аргиллиты серые тонкослоистые, с прослоями полевошпатовых песчаников и чёрных кремней; встре-

- чени беззавитковые брахиоподы плохой сохранности (нижний маркирующий горизонт) 50-70 м
3. Песчаники серые мелкозернистые, чередующиеся с зелёными алевролитами; выше - зеленовато-серые алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями тонкослоистых серых, реже красных алевролитов (плохо обнажены) около 350 м
 4. Серые кремни, алевролиты, красные кремнисто-глинистые алевролиты, розовато-серые "яшмиды" (верхний маркирующий горизонт) 50-70м
 5. Кремнистые алевролиты и алевролиты красно-серые, вверх сменяющиеся, по-видимому, песчаниками и алевролитами (плохо обнаженными) 100-150м
- Общая мощность софиевской свиты 750-800 м.

К северу от оз. Алакколь софиевская свита залегает на андезит-базальтовых туфах урумбайской свиты (см.рис. I-VII на вкладке). Здесь в нижнем кремнистом маркирующем горизонте ранее были найдены и определены Д.Т.Цаем: *Loganograptus* sp., *Isograptus* sp., *Glyptograptus* cf. *dentatus* Brongn., *Pseudoclimacograptus* (?) sp., *Didymograptus* sp. Приведенный комплекс характерен для коганинского горизонта верхнего аренита региональной шкалы.

В Селетинском синклинории возрастным аналогом софиевской свиты является близкая ей по составу зорьевская свита, представленная в своём типовом разрезе на р. Аккар только терригенными песчано-алевритовыми отложениями (Аполлонов, Никитин, Цай, 1963). В южной части Селетинского синклинории А.В.Булыго описал существенно терригенные отложения аренита-дзэнвирна с начкой кремнистых пород (Булыго и др., 1974), которые в целом также следует сопоставлять с софиевской свитой. Аренит-дзэнвирнская кремнисто-терригенная толща с комплексом раннедзэнвирских граптолитов в верхней части была установлена также в верхнем течении р. Селеты у села Софиевка Б.А.Салиным и Н.П.Четвериковой, которые сопоставляли её с кунюкинской свитой Сарысу-Тенизского подораздела.

В Степнякском синклинории аналогом софиевской свиты является уштоганская, сложенная преимущественно терригенными породами - кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, реже конгломератами с прослоями кремнистых алевролитов и известняков и содержащая фауну аренита. Она залегает на флиондской карабулакской свите предположительно раннеордовиского возраста (см.рис. I-IX на вкладке). Основание разреза здесь не известно.

Ерементау-Ниязский антиклинорий

В пределах Ерементау-Ниязского антиклинория были изучены участки, где ранее описывались опорные разрезы ерементауской и акдымской серий. Выходы ерементауской и акдымской серий пространственно разобщены и приурочены к двум различным палеотектоническим зонам. Ерементауская серия развита в восточной части антиклинория, акдымская - в западной. Их разделяет широкая полоса преимущественно терригенных отложений, среди которых присутствуют девонские и заведомо ордовикские образования.

Опорный разрез ерементауской серии был описан в горах Койтас на широте пос. Асанбай (Двойченко, 1977). Ерементауская серия здесь была разделена на две свиты - нижнюю, тиесскую, вулканогенную, и верхнюю, жельтеускую, известняково-кремнисто-эффузивную; мощность тиесской свиты - до 1300 м, жельтеуской - 1500 м.

При детальном картировании южной части гор Койтас, а также расположенных южнее гряд Акшоки и Кылымкоже нам удалось, кроме выделявшегося ранее маркирующего горизонта микрокварцитов, проследить еще две маркирующих горизонта известняков и один - фтанитов и по ним расшифровать структуру опорного участка (рис. 2). Выяснилось, что тиесская свита складает ядра синклиналей, а жельтеуская свита занимает более низкое стратиграфическое положение. В ядрах синклиналей тиесская свита перекрыта несогласно терригенной толщей, описывавшейся ранее как торткудукская свита верхнего кембрия - нижнего ордовика (о возрасте её будет сказано ниже). В целом устанавливается следующая стратиграфическая последовательность (снизу вверх):

Жельтеуская свита

1. Лавобрекчии базальтов фиолетово-серые 12 м
2. Туфы базальтов мелкообломочные литокластические . . . 14 м
3. Лавобрекчии миндалекаменных базальтов фиолетово-чёрные 17 м
4. Яшмы окварцованные гематитизированные 1 м
5. Лавобрекчии, анал. сл. 3 3 м
6. Известняки серые кристаллические мраморизованные . . . 14 м
7. Кремнистые породы яшмовидные окварцованные 12 м
8. Известняки серые мраморизованные 6 м
9. Туфы базальтов кристаллокластические зеленокаменно-измененные 30-35 м
10. Фтаниты тонкополосчатые чёрные, прослоями зелёные и тёмно-красные 10-12 м

11. Известняки серые кристаллические мраморизованные 15-20 м
 12. Яшмы красные, окварцованные, на значительном протяжении превращены в микрокварциты 20-25 м
- Общая видимая мощность свиты (низы неизвестны) в приведенном разрезе около 130 м.

Тиесская свита

1. Туфопесчаники мелкозернистые, зелено-серые 50 м
2. Кремнистые породы тонкозернистые, темно-серые, окварцованные 2 м
3. Туфопесчаники, анал. сл. I 10 м
4. Кремнистые туффы темные зеленовато-серые 3 м
5. Туфопесчаники гравелистые 10 м
6. Кремнистые туффы 2 м
7. Туфопесчаники зеленовато-серые мелкозернистые . . 80-100 м
8. Базальты афировые зеленокаменно измененные, реже фиолетово-черные 100 м
9. Паровые базальты 100 м

Выше залегают песчаники торкдудукской серии верхнего кембрия. Мощность тиесской свиты в приведенном разрезе около 400 м. В прослоях кремнистых пород среди обеих свит ерементавской серии присутствуют радиолярии, которые появляются только в палеозое (Назаров, 1975). Это позволяет усомниться в докембрийском возрасте ерементавской серии и относить её к нижнему палеозою.

Акдымская серия непрерывной полосой протягивается от гор Нияз до северных отрогов гор Ерементав. Н.К.Двойченко (1977) в западной части гор Ерементав и А.В.Рязанцевым на северном окончании гор Нияз (Новикова, Рязанцев, Дубинина, 1978) установлено несогласное наложение акдымской серии на метаморфические породы протерозоя. Нами наиболее детально изучен участок в северной части гор Нияз. В основании акдымской серии здесь обособляется терригенная пачка, которая непрерывной полосой прослеживается по западному крылу и фрагментарно - по восточному крылу антиклинали с шатром, погружающимся на юг (рис. 3). В ядре антиклинали вскрыты кварциты, метаморфические сланцы и мраморы ниязской свиты верхнего протерозоя. Базальная терригенная пачка акдымской серии несогласно с конгломератами в основании залегает на разных горизонтах ниязской свиты. В гальке конгломератов и в

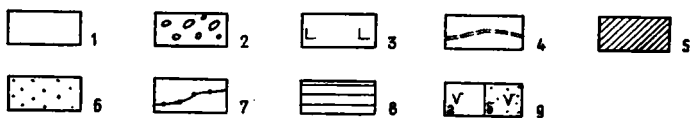
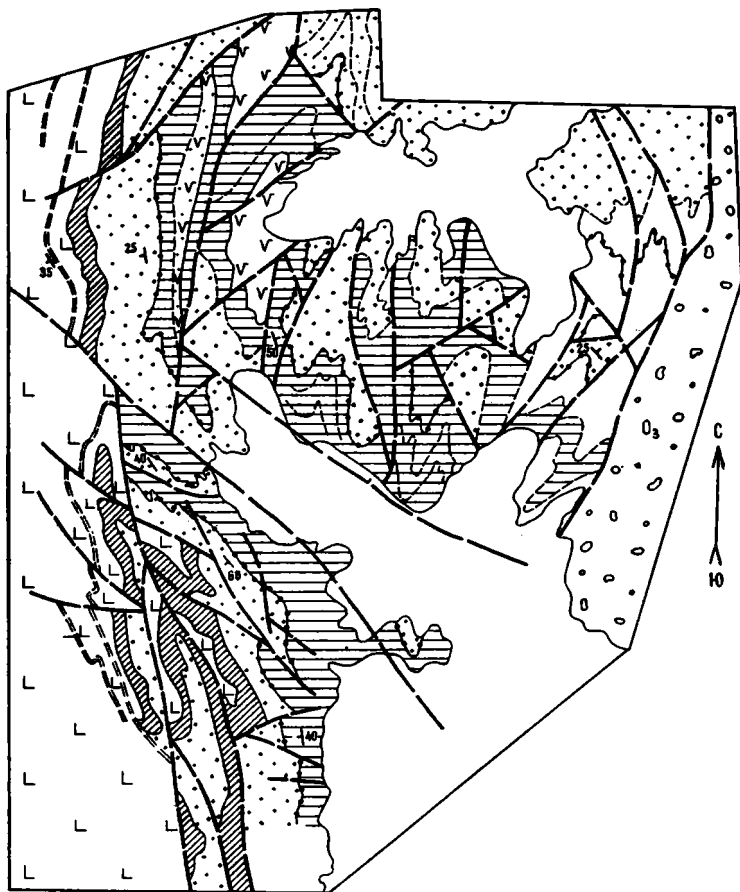


Рис. 2. Геологическая карта южной части гор Койтас.

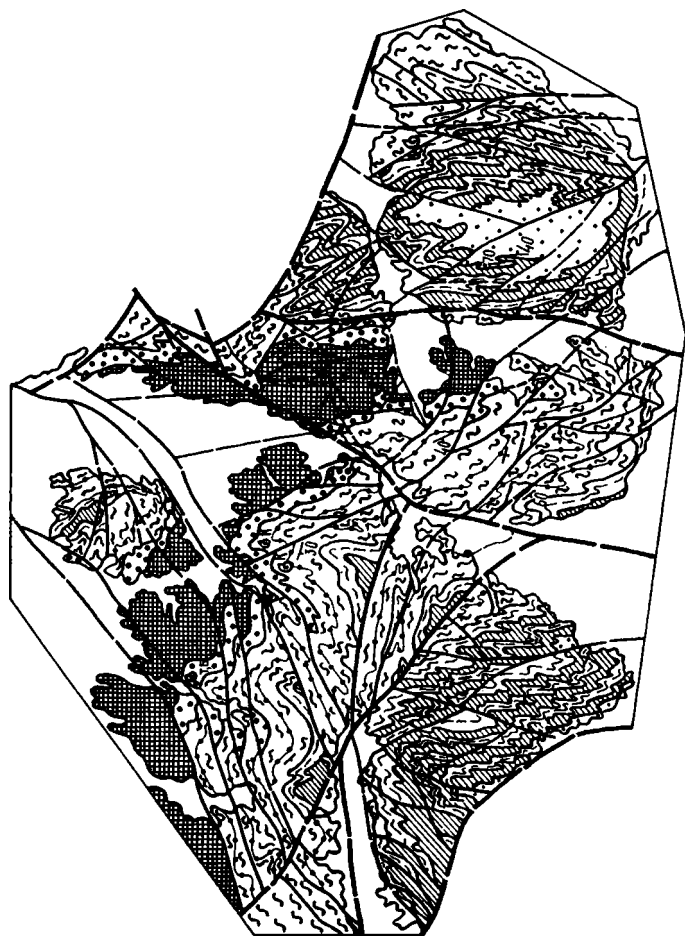
I - кайнозой, 2 - верхний ордовик: конгломераты, песчаники; 3, 4 - тиесская свита: 3 - вулканиды основного состава, туффиты, туфопесчаники, 4 - кремнистые туффиты; 5-9 - жельтауская свита: 5 - яшмы, 6 - верхний маркирующий горизонт известняков, 7 - фтаниты, 8 - нижний маркирующий горизонт известняков, 9 - базальты (а) и базальтовые туфы (б)

зёрнах преобладающих в разрезе пачки песчаников повсеместно встречаются слюдисто-кварцевые, слюдисто-хлоритовые, хлоритовые, мусковитовые сланцы, мраморы, кварцитовые сланцы, в большом количестве - обломочные мусковит, биотит, кварц, плагиоклаз, в меньшей мере измененные вулканиды основного и кислого состава, граниты. Обломочные зёрна плохо сортированы и окатаны, что в совокупности с преобладающим их составом свидетельствует о размыве подстилающей ниязской свиты.

Представление о строении базальной терригенной пачки дает разрез, описанный А.В.Рязанцевым на восточном крыле антиклинали к северу от шоссе совхоз Тельмана - пос. Святогорка. На кварцитовых сланцах и мраморах ниязской свиты здесь залегают:

1. Конгломераты пудинговые, плохо сортированные с галькой мраморизованных известняков, кварцитовых сланцев, гранитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов, сцементированных полимиктовым песчаником, элевролитом, участками известковистым. В известковистых алевролитах А.В.Рязанцевым обнаружены остатки замковых и беззамковых брахиопод 2 м
2. Яшмы сургучные, неслоистые 2 м
3. Конгломераты мелкогалечные с хорошо окатанной галькой кремнистых пород 15 м
4. Конгломераты крупногалечные с хорошо окатанной галькой и мелкими валунами (до 15-20 см) яшм, базальтов; гранит-порфиров, цемент аналогичен конгломератам слоя I 13 м
5. Чёрно-белые фтаниты 0,5 м
6. Песчаники бурые полевошпат-кварцевые грубозернистые 1,5 м
7. Базальты бурые, пузырчатые 0,3 м
8. Песчаники буро-серые, полимиктовые, слюдисто-полевошпат-кварцевые, средние-крупнозернистые 40 м
9. Песчаники полимиктовые мелкозернистые и алевролиты . . 10 м
10. Кремнистые алевролиты и аргиллиты серо-зелёные . . . 1,4 м

Суммарная мощность разреза базальной терригенной пачки составляет 70 м.



Близкое строение имеет базальная пачка и на других участках. Мощность ее меняется от 60 до 100 м. На западном крыле антиклинали в известковистых алевролитах и мелкозернистых песчаниках. В.И.Борисенком собраны беззамковые брахиоподы и трилобиты. М.Н.Чугаевой и Г.Х.Ергалиевым определен *Apatokherphalus* sp., широко распространенный в верхней половине тремадока и реже встречающийся в низах аренита.

Повсеместно на базальной терригенной пачке согласно залегают серые, буровато-серые кремни и вишнево-красные яшмы, начинающие толщу ритмично чередующихся кремнистых и преимущественно тонкозернистых кремнисто-терригенных пород и содержащие на разных уровнях конодонты. Горизонт кремней и яшм в ее основании четко прослеживается на аэрофотоснимках и на местности, являясь маркирующим. По нему легко расшифровывается структура рассматриваемого участка. Выше базальной пачки разрез акдымской серии имеет следующее строение. На западном крыле антиклинали на песчаниках и алевролитах с углами падения 20–30° залегают (см. рис. I–II на вкладке):

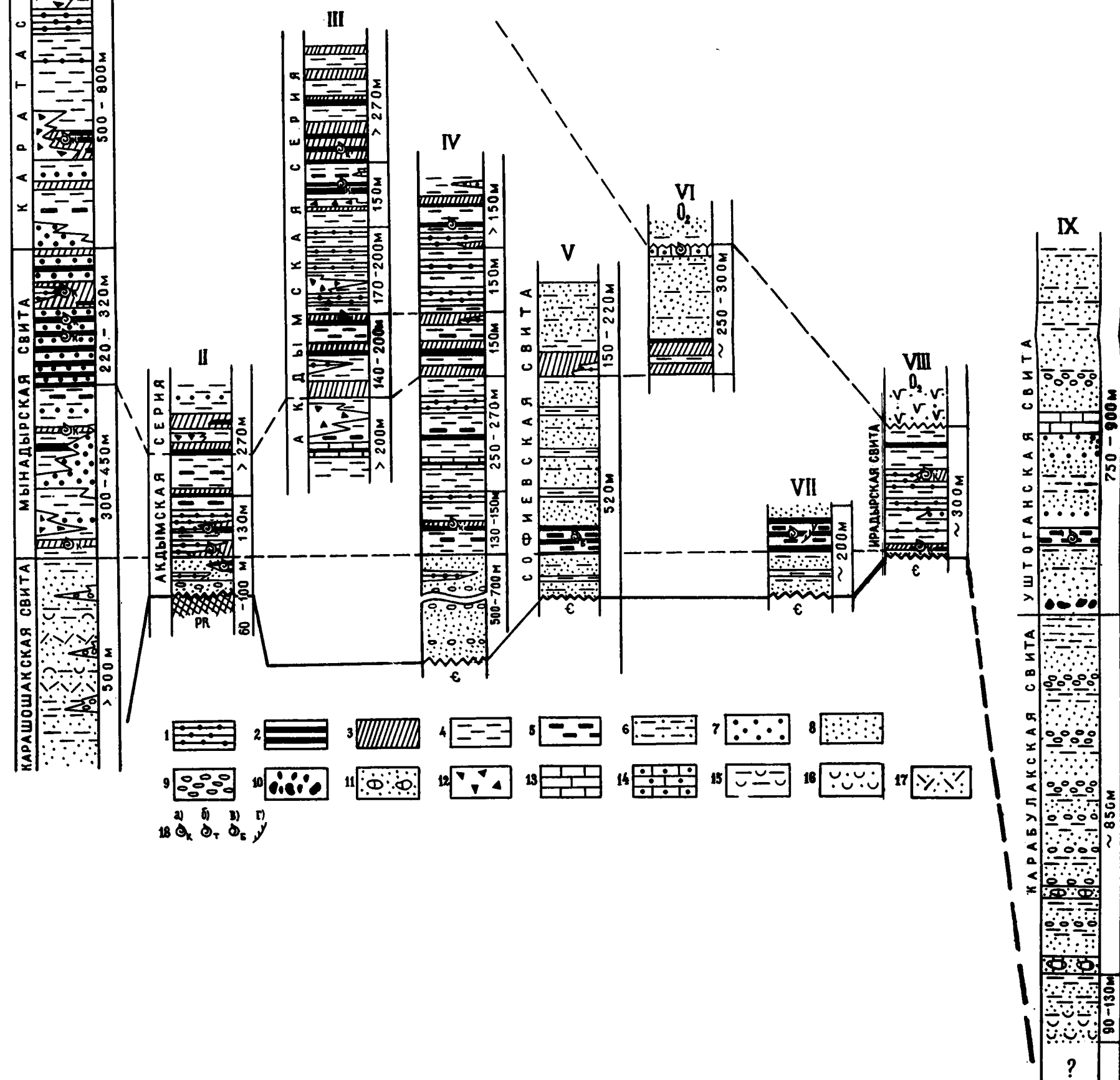
1. Кремни серые, буровато-серые с горизонтами фтанитов и тонкими прослоями светло-серых кремнистых алевролитов. . . . Юм
2. Яшмы вишневые, вишнево-красные, массивные и слоистые (мощность прослоев 5–20 см), чередующиеся с кремнистыми алевролитами, аргиллитами (1–5 см); сверху – прослой серых кремней с конодонтами. 20–25м
3. Буровато-красные, светло-зеленые кремнистые алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы с глинисто-кремнистыми стяжениями 15–20м

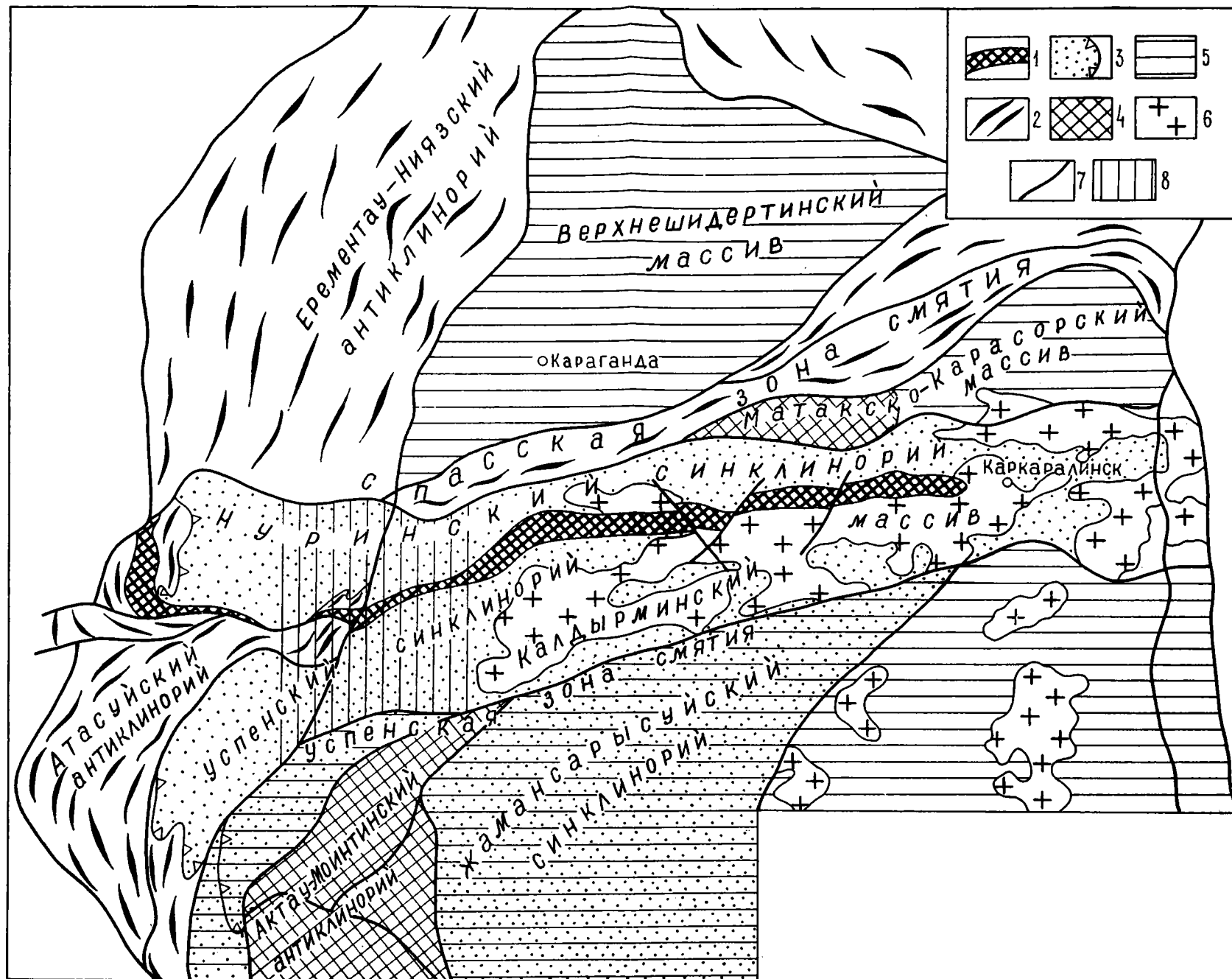
Рис. 3. Геологическая карта северной части гор Нияз

I – кайнозой; 2–6 – нижний ордовик, акдымская серия: 2 – кремнистые алевролиты, кремнисто-глинистые, глинистые сланцы; 3 – чередование кремней, фтанитов, глинистых, кремнисто-глинистых, углисто-кремнисто-глинистых сланцев, линзы кремнеобломочных песчаников, гравелитов; 4 – яшмы, реже кремни, кремнистые алевролиты; 5 – фтаниты; 6 – конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролиты; 7 – протерозой, ниязская свита: кварциты, слюдисто-кварцевые сланцы, мраморизованные известняки, слюдисто-хлоритовые сланцы; 8 – границы пачек; 9 – разрывные нарушения; крупные (а), малые (б), предполагаемые под покровом кайнозойских отложений (в); 10 – наклонное залегание слоев; II – местонахождения трилобитов и брахиопод (а), конодонтов (б)

Рис.1. Сопоставление разрезов нижнего-среднего ордовика северо-востока Центрального Казахстана

I - Атасуйский антиклинарий (сводный разрез по Н.А.Герасимовой, Ю.А.Зайцеву, С.Б.Розанову), II-IV - Еремантау-Ниязский антиклинарий (..по М.З.Новиковой, Н.А.Герасимовой): II - горы Нияз, III - гора Акдым; IV - гора Каратау; V-VIII - Ишкеольмесский антиклинарий (по В.И.Борисенку, О.В.Минервину; V - левобережье р. Аксу, VI - правобережье р.Аксу, VII - район оз. Алаколь; VIII - район сел. "Минский", IX - Степнякский синклиналий (гора Уштоган) (по К.Буяковской)





К статье Ю.А.Зайцева "Мантийные гипербазитовые валы - особый тип геосинклинальных глубинных структур в палеозойских свггосинклиналях Казахстана"

Рис.2. Положение Тектурмасского мантийного гипербазитового вала в региональной структуре (для каледонского этапа).

1 - гипербазитовый мантийный вал; 2 - раннегеосинклинальный комплекс нижнего палеозоя; 3 - терригенные толщи верхов ордовика, силура, нижнего девона больших мощностей (12-15 км); 4 - докембрийский гранито-метаморфический фундамент, выступавший на поверхность или неглубоко погруженный в пределах геосинклинальных поднятий; 5 - глубоко погруженные докембрийские остаточные массивы; 6 - наиболее крупные массивы позднепалеозойских гранитоидов; 7 - разломы; 8 - участки отсутствия геофизического гранито-метаморфического слоя (знаки 5 и 8 могут накладываться на другие обозначения)

Вкладко. ЗНМ 1716 тип 650

4. Частое, многократное чередование вишнёвых яшм массивных и грубослоистых, светло-серых кремней (прослой по 3-20 см), кремнистых алевролитов, аргиллитов (прослой до 5 см). Внизу горизонт чёрно-белых тонкослоистых фтанитов с конодонтами; линзы кремнеобломочных песчаников и гравелитов . . . 50-60 м
 5. Серые, тёмно-серые углисто-глинисто-кремнистые сланцы, ржавато-серые кремнистые алевролиты, тонкие прослой (до 3-5 см) фтанитов. Бурные, серовато-бурые выщелоченные фосфатно-кремнисто-глинистые конкреции диаметром до 1-2 см 30 м
 6. Серые, ржавато-серые кремни с редкими прослоями фтанитов, тонко чередующиеся со светло-серыми кремнистыми алевролитами, аргиллитами, кремнисто-глинистыми сланцами . . . 20-25 м
 7. Серые, красновато-серые, вишневые кремнистые алевролиты, аргиллиты, кремнисто-глинистые, глинистые сланцы, алевролиты. Тонкие прослой серых углисто-глинисто-кремнистых сланцев, серых кремней 80 м
 8. Кремни серые, светло-серые, массивные и слоистые, чередующиеся с кремнистыми алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами. Тонкие прослой тонкослоистых фтанитов 25-30 м
 9. Чередование серых, зеленовато-серых, красноватых алевролитов, кремнистых алевролитов, глинистых, кремнисто-глинистых сланцев. Линзы кремнеобломочных и кварцевых песчаников 30-40 м
 10. Кремни светло-серые, ржавато-серые, массивные и слоистые, переслаиваются с кремнистыми алевролитами, аргиллитами, песчаниками 40 м
 - II. Ржавато-, зеленовато-серые алевролиты, кремнистые алевролиты, песчаники, глинистые, кремнисто-глинистые сланцы более 50 м
- Общая мощность приведенного разреза около 400 м.

Из слоя 4 на разных участках его распространения Н.А.Герасимовой собраны, а С.В.Дубининой определены конодонты - трехэлементные аппараты: *Prioniodus evae* Lindström, emend. Lindström, 1971, включающий элементы: 1 - *Oistodus longiramis* Lindström, 1954; 2 - *Oepicodus smithensis* Lindström, 1954; 3 - *Prioniodus evae* Lindström; *Paracordylodus gracilis* Lindström, emend. Van Wamel, 1974, включающий элементы 1 - *Paracordylodus gracilis* Lindström, 1954; 2 - *Oistodus gracilis* Lindström, 1954; 3 - *Cordylodyform* element, а также формальный вид *Drepanodus arcua-*

туса Pander, свидетельствующие о принадлежности включенных их отложений к низам биллингенского подгоризонта латорпского горизонта вренбургского яруса.

На востоке гор Ерементау, в наиболее погруженной части Ерементау-Ниязского антиклинория, акдымская серия залегает на вулканогенно-осадочных породах, сопоставляющихся с торкдукской серией верхнего кембрия. В основании акдымской серии здесь обособляется пачка серо-зелёных разнотекстурных полимиктовых песчаников, гравелитов, конгломератов с линзами яшм (500-700 м), которая сопоставляется с базальной терригенной пачкой северного окончания гор Нияз. Обломочный материал в песчаниках и более грубозернистых разностях плохо окатан и сортирован, представлен плагиоклазом, амфиболом, реже кварцем, эффузивами основного, кислого состава, хлоритизированными породами, кремнистыми туффитами, яшмами с радиоляриями и свидетельствует о близком источнике сноса. Терригенная пачка прослежена по восточным склонам гор Каратау и Мыншокур (Н.К.Двойченко рассматривала эту пачку в мыншокурской свите). Выше неё, как и в горах Нияз, залегает толща, характеризующаяся ритмичным (с ритмами разного порядка) чередованием пачек кремнистых (яшм, фтанитов, кремней) и кремнисто-терригенных пород (кремнистых алевролитов, кремнеобломочных песчаников). Сводный разрез акдымской серии описан в горах Каратау и у горы Акдым. Снизу вверх по разрезу выделяется семь пачек, чётко прослеживающихся по всей площади распространения серии (см.рис. I-III, IV на вкладке):

1. Чередование зеленовато-серых полимиктовых разнотекстурных песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов с галькой кремнистых туффитов, яшм, алевролитов, реже эффузивов основного и кислого состава; прослой алевролитов; вверху - линзы вишнево-красных неслоистых яшм 500-700 м
2. Переслаивание фтанитов, яшм, кремнистых алевролитов, глинистых, кремнисто-глинистых сланцев; во фтанитах - коноиды 150 м
3. Чередование вишнево-серых, серовато-зелёных кремнистых алевролитов, глинистых, кремнисто-глинистых сланцев, прослой яшм, фтанитов, углисто-кремнисто-глинистых сланцев, известняков, линзы кремнеобломочных песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов 250-270 м
4. Многократное чередование пачек светло-серых кремней, вишнево-красных яшм, реже фтанитов, расслоенных кремнистыми

алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами, и пачек переслаивания кремнистых алевролитов, глинистых, кремнисто-глинистых сланцев. Вверху в серых кремнях с тонкими горизонтами фтанитов - конодонты 150-200 м

5. Чередование яшм вишнево-красных, массивных и слоистых, и вишнево-серых, буровато-зелёных кремнистых алевролитов, глинистых сланцев; маломощные линзы кремнистых песчаников, кремнеобломочных песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов 150-200 м

6. Кремнистые алевролиты, глинистые, углисто-кремнисто-глинистые сланцы, линзы кремнеобломочных песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов, кремнистых песчаников, яшм, пелитоморфных известняков, известковистых песчаников и алевролитов, прослой фтанитов и кремней с конодонтами 130-150 м

7. Многократное ритмичное чередование серых кремней, фтанитов, кремнистых алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев, в нижней части разреза в кремнях конодонты 170 м

Суммарная мощность описанного разреза акдымской серии 1550-1850 м.

Пачки 1-2 приведенного разреза относились Н.К.Двойченко к мышкоурской свите, 3-7 - к алгабасской свите. Из прослоя фтанитов в основании разреза пачки 2, по сборам М.З.Новиковой, С.В.Дубининой определены конодонты: формальный вид: *Oistodus lanceolatus* Pander, 1856; трехэлементный аппарат *Paracordylodus gracilis* Lindström, emend. Van Wamel, 1974, включающий элементы: 1 - *Paracordylodus gracilis* Lindström, 1954; 2 - *Oistodus gracilis* Lindström, 1954; 3 - *Cordylodiform element*

(Новикова и др., 1978). Из пачек 4,6,7 по сборам Н.А.Герасимовой и М.З.Новиковой определены конодонты: трехэлементный аппарат *Paracordylodus gracilis* Lindström, emend. Van Wamel, 1974, формальный вид *Distacodus expansus* (Graves et Ellison), Lindström, 1954. Определённые виды, по заключению С.В.Дубининой, характерны для латорпского горизонта аренигского яруса нижнего ордовика.

Сравнение разрезов акдымской серии в горах Нияз и Ерементау показывает идентичность их по строению и возрасту. В обоих разрезах в нижней части обособляется пачка терригенных пород, представленных преимущественно полимиктовыми песчаниками. Верхняя, значительно большая по объёму, часть разреза отличается ритмичным строением, сочетанием прослоев кремнистых и терригенных пород; среди по-

следних преобладают кремнеобломочные песчаники, гравелиты, конгломераты и кремнистые алевриты. Разрез гор Нияз менее полон — он соответствует, по-видимому, пачкам I-3 разреза гор Ерементау.

В кремнистых породах гор Нияз и Ерементау установлены идентичные виды конодонтов, свидетельствующие об одновозрастности акдымской серии этих опорных участков и о принадлежности её к аренигу, возможно, верхам тремадока. Такое заключение базируется на находках разных групп фауны: конодонтов, одной из руководящих групп фауны общей стратиграфической шкалы, и трилобитов, систематика которых полно и надежно разработана для нижнего палеозоя Казахстана. Нижнеордовикские, точнее аренигские, конодонты обнаружены также и в других участках распространения акдымской серии: на западе Ерементау-Ниязского антиклинория к югу от горы Айдерлы — формальный вид *Paracordylodus gracilis* Lindström, 1954; в железнодорожной выемке около горда Ерементау, а также в горах Сункария. Таким образом, акдымская серия на всей площади её распространения охарактеризована фауной нижнего ордовика, что и определяет её возраст.

К западу от гор Мыншокур на разные пачки акдымской серии несогласно, с базальными конгломератами в основании, налегает теле-скольская свита, сложенная туфами и лавами кислого и основного состава, туффитами, туффопесчаниками. Раннеордовикский возраст акдымской серии позволяет установить нижнюю возрастную границу теле-скольской свиты не древнее среднего ордовика.

Акдымская серия по составу, характеру разрезов, фациальным особенностям, мощности, комплексу конодонтов очень сходна с кремнисто-терригенными обрешованиями Атасуйского антиклинория — мындаырской и каратесской свитами (см. рис. I-I на вкладке). Этот кремнисто-терригенный уровень обладает настолько специфическими чертами, что может рассматриваться как маркирующий аренигский уровень по меньшей мере для всей Ерементау-Чуилийской структурно-фациальной зоны.

В восточной части Ерементауского антиклинория на вулканитах тиеесской свиты залегает толща песчаников и гравелитов с прослоями вулканитов основного состава, кремнистых туффигов и известняков, которая сопоставлялась по фауне с торткудукской серией верхнего кембрия — нижнего ордовика (Двойченко, 1977). Детальное картирование и дополнительные сборы фауны позволили выделить из неё терригенные конгломерато-песчаниковые отложения верхнего ордовика, залегающие на аналогах торткудукской серии несогласно. В гальке и мелких глыбах известняков в конгломератах были соораны трилобиты *Bemopleuridea* sp., *Holotrachelus* sp., *Nadromeros* sp., *Illaeidae*,

характерные для среднего-верхнего ордовика (определения М.К. Аполлонова), и дланвирские граптолиты *Phyllograptus* sp., *Pseudoclimacograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Glossograptus* sp.

(определения Д.Т.Цая). Эти образования могут быть сопоставлены с ангресурской свитой.

Такая же терригенная конгломерато-песчаниковая толща обнажается на правом берегу р. Аксар, в пределах Селетинского синклинория, где ранее выделялись фаунистически охарактеризованные толщи нижнего кембрия - аксарская терригенно-эффузивная свита, а также среднего кембрия - майданский горизонт (Ивнин, 1971, 1977). При детальных геолого-съемочных работах, проведенных здесь геологами ЦКТИУ (Я.Н. Свентозельским, Р.Г.Теняковой и др.), в терригенных породах, относившихся ранее к майданской свите среднего кембрия, была найдена фауна среднего-верхнего ордовика. В этой же терригенной толще в гальке и глыбах известняков среди конгломератов нами были собраны трилобиты *Coontenia* sp., *Agnostidae*, *Olenidae* (определения М.К. Аполлонова); *Pteronopsis* cf. *fallax* (Linnars.), *Coeloplexochus* sp., *Olenoides* cf. *calvus* Lazarenko, *Solenopleura* sp., *Pseudonotoscarina* sp., *Dinesus*? sp., *Olenoides* sp., *Pteropsis* sp., *Phyctagnostus* ? sp.

(определения Г.Х.Ергалиева), характерные для среднего кембрия. Поскольку эта фауна, также как и в конгломерато-песчаниковой толще востока гор Ерементау является переотложенной, вызывает сомнение возможность выделения здесь стратотипов биостратиграфических горизонтов кембрия.

Выводы

1. Кремнисто-вулканогенный комплекс Ишкеольмесского антиклинория, залегающий на метаморфических породах протерозоя, относится к кембрию - нижнему ордовику. В западной зоне Ишкеольмесского антиклинория нижнему ордовику принадлежит кремнистая ирадырская свита аренинского возраста, в восточной - аренинская софиевская свита, сложенная преимущественно терригенными породами с подчиненными прослоями кремнистых.

2. В Ерементау-Ниязском антиклинории кремнисто-терригенный комплекс (акдымская серия) залегает на метаморфических породах протерозоя и относится к нижнему ордовику, что доказывается находками разных групп фауны. Акдымская серия сопоставляется по составу и возрасту с кремнисто-терригенным комплексом Атасуйского антиклинория. Акдымская серия перекрывается телесколькой свитой, возраст которой не древнее среднего ордовика.

3. Нижнеордовикские кремнистые и кремнисто-терригенные обра-

зования Ерементаву-Ниязского и Ишкельмесского антиклинориев замечается в смежных с ними Степнякском и Селетинском синклиналиях терригенными толщами (соответственно уштоганской и зорьевской свитами), что подтверждается находками во всех перечисленных толщах одновозрастной фауны.

Литература

Антоник Р.М. Стратиграфия и возраст вулканогенно-кремнистого комплекса Северо-Востока Центрального Казахстана. - В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозой и палеозой Казахстана (тезисы докладов). Алма-Ата, 1971.

Аполлонов М.К., Никитин И.Ф., Цай Д.Т. Ордовикские отложения южной части Селетинского прогиба. - "Изв. АН КазССР. Серия геол.", 1963, вып. I.

Бабичев Е.А., Борисёнок В.И., Великовская Э.М., Герасимова Н.А., Зейцев Ю.А., Зардишвили Н.И., Кузнецов И.Е., Минервин О.В., Новикова М.З., Протасевич Л.Т., Розенов С.Б., Хераскова Т.Н. Раннегеосинклинальные кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонского этапа развития Центрального Казахстана. - В сб.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М., "Наука", 1977.

Борисёнок В.И., Герасимова Н.А., Зейцев Ю.А. и др. Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ Центрального Казахстана" - "Бюлл. МОИП. Отделение геол.", 1979, № 4.

Борукаев Р.А. допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолтехиздат, 1955.

Борукаев Р.А., Ляпичев Г.Ф. Стратиграфия кембрийских отложений Восточного Казахстана. - В сб.: Труды совещания по унификации стратиграфических схем допалеозой и палеозой Восточного Казахстана. Том I. Алма-Ата, 1960.

Булыго М.В., Глухенький В.Я., Евсеев Н.И. и др. Новые данные по стратиграфии ордовикских отложений северо-востока Центрального Казахстана. - В кн.: Допалеозой и палеозой Центрального Казахстана", т. I. Алма-Ата, 1974.

Двойченко Н.К. Стратиграфия кембрия Ерементаву. - В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск.ун-та, 1971.

Двойченко Н.К. Древние толщи в пределах Ерементау-Ниязского антиклинория. - В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974.

Двойченко Н.К. Геология рифей и нижнего палеозоя района Ерементау-Ниязских гор.- Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата, 1977.

Изшин Н.К. Кембрий Казахстана. - В кн.: "Стратиграфическое совещание по допалеозою Казахстана. (Тезисы докладов). Алма-Ата, 1971.

Изшин Н.К. Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-ата, 1978.

Клингер Б.Ш. Онколиты и катаграфии Центральной и юго-восточной частей Ерементау-Ниязского антиклинория (Центральный Казахстан). - "Труды ГИН АН СССР", 1968, вып. 188.

Назаров Б.Б. Радиоларии нижнего-среднего палеозоя Казахстана. м., "Наука", 1975.

Новикова М.З., Рязанцев А.В., Дубинине С.В. О возрасте акдымской серии Ерементау-Ниязского антиклинория (Центральный Казахстан). - "Докл. АН СССР", 1978, вып. 241, № 2.

Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия и палеозоя Восточного Казахстана, 1971 г. Л., 1976.

Э.М. Спиридонов

Геосинклинальные базитовые комплексы северо-востока Центрального Казахстана и их металлогения

Рассматриваемый район, включающий Степнякский и Селетинский синклинории и Ишкюльмесский антиклинорий, принадлежит области ренних каледонид (Богданов, 1959). Эта эвгеосинклинальная область возникла на гнейсово-метаморфическом основании при ограниченном развитии явлений растяжения, деструкции сиалической коры, чем обусловлен грандиозный гранитоидный и меньшего масштаба базитовый магматизм, не соизмеримый с таковым Урала и подоных ему складчатых областей. Однако на Урале разнообразные и разновозрастные базиты сконцентрированы в основном в одних и тех же массивах, широко развиты процессы многократного метаморфизма и метасомато-

ва, затрушевавшие в значительной мере первичные соотношения горных пород. На северо-востоке Центрального Казахстана разновозрастные базиты, как правило, пространственно разобщены и почти не затронуты процессами метаморфизма, что позволило установить их возраст и геолого-петрологические связи.

Интрузивные базиты рассматриваемого района до последнего времени были изучены крайне слабо, в сравнении с такими районами Центрального Казахстана как Кокчетавский и Улутауский антиклинории, где они исследованы Н.П.Михайловым (1958, 1971) и другими геологами. Автор изучал интрузивы базитов в процессе геолого-съёмочных работ в 1966-1978 гг. Вулканиды базитового состава в регионе исследовались В.К. Заровняевой, В.М. Шульгой, Н.Я. Ященко, М.З. Новиковой и другими геологами; существенные новые данные по ним были получены в 1971-1978 гг. автором совместно с О.В. Минервиним, В.И. Борисёнком, Н.Ф. Соколовой, Е.А. Кореньковым.

Степнякский и Селетинский (северная часть) синклиории и Ишкёльмесский антиклинорий сложены преимущественно толщами кембрия и ордовика, сформировавшимися соответственно в начальный и зрелый этапы развития каледонской геосинклинали, и сопутствующими интрузивами (табл. 1). Ниже рассмотрены геосинклинальные комплексы и серии базитов в возрастной последовательности.

Раннекембрийская вулканоплутоническая ассоциация

Вулканогенный комплекс. Вулканиды находятся в верхней трети ишкёльмесской свиты. Они представлены единичными покровами и подушечными телами спилитов с карбонатным цементом. Постепенно сменяющая ишкёльмесскую сазинская свита сложена афировыми базальтами, спилитами, вариолитами, туфами базальтов (часто гизокластитам) в ассоциации с радиоляритами и кремнистыми алевритами; встречаются спилиты с яшмовым цементом между небольшими "подушками" базальтов. Наиболее распространены маломощные до 10 м покровы массивных базальтов. Туфы составляют менее 20% объёма вулканидов, с ними ассоциируют туффиты, местами содержащие стяжения окислов марганца. Вулканиды сопровождаются многочисленными sillами и субвулканическими телами диабазов и габбро-диабазов. По химическому составу все эти породы очень близки. Малоизмененные базальты - низкощелочные низкокальциевые породы, богатые магнием и кальцием, отвечающие по составу примитивным толеитам - базальтам океанического дна по аналогии с данными Энгелей (1965), Миддлмоста (1975), Перка (1976). Средние составы тех и других в пере-

Геосинклинальные комплексы северо-
(возраст дан

Осадочные и вулканогенные	
-	
Вулканогенный андезит-дацит - плагиолипаритовый (O ₈)	
Карбонатно-терригенный (маятасская и тауконокая свиты (O ₈))	
Осадочно-вулканогенный дацит - плагиобазальтовый (майлисорская свита O ₂₋₃)	
Флишодный (лидовская и еркебиданская свита O ₂)	
Осадочно-вулканогенный дацит-андезит-базальтовый (саянская свита O ₂)	
Флишодные граувакковые (уштогенская, зорьевская, изобильная) свиты (O _{I-2})	
-	
-	
Осадочно-вулканогенный дацит-трахиандезит-трахи-базальтовый (кызылкумская свита C ₂₋₃)	
Осадочно-вулканогенный трахидацит-оливинбазальтовый (урумбайская свита C ₂)	
-	
Яшмовая (ирадырская свита C ₂)	
-	
Спилит-базальтовая (сазганская свита C _I)	
Кремнисто-терригенная (шикеольмесская свита C _I)	

востока Центрального Казахстана
(индексом)

Интрузивные
оскладчатый крыккудукский тоналит - гранодиоритовый (0 ₈)
-
-
жамбайсорский габбро-диорит-диабазовый (0 ₂₋₃)
-
курткульский габбро-пироксенит-диабазовый (0 ₂)
-
плагногранитный (C ₈)
эксуйский габбро-долеритовый (C ₈)
-
-
куяибайский комплекс расслоенных перидотит- пироксенит-габбро-норитовых плутонов (C ₂)
-
лучинский перидотитовый (гартбургитовый) (C ₁)
тасмолинский габбро-пироксенит-диабазовый (C ₁)
-

счёте на безводный состав: SiO_2 50.25 и 50.02, TiO_2 1.00 и 1.41, Al_2O_3 15.16 и 15.83; $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 10.97 и 10.02; MgO 7.23 и 7.66, CaO 12.21 и 11.61, Na_2O 2.01 и 2.63, K_2O 0.24 и 0.19. Химический состав спилитов (альбитизированных толеитовых базальтов) близок составу классических спилитов Британии по данным Дьюи и Флетта (1911), соответственно: SiO_2 47.61 и 48.51, TiO_2 1.37 и 1.77, Al_2O_3 14.84 и 14.58, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 10.04 и 9.54, MgO 7.65 и 6.36, CaO 8.38 и 9.80, Na_2O 3.76 и 4.02, K_2O 0.26 и 0.43, H_2O^+ 4.90 и 3.15.

Парагенезы вулканитов, особенности их состава и текстур близки современным базальтам, формирующимся на дне бассейнов океанического типа.

Тасмолинский габбро-пироксенит-диабазовый комплекс. С вулканитами сазинской свиты тесно ассоциируют небольшие интрузивные тела и дайки габбро-диабазов, габбро до габбро-пироксенитов. Аналогичные и более крупные интрузивы залегают в ишкеольмесской свите и метаморфитах протерозоя. Наиболее крупный интрузив этого комплекса — Тасмолинский имеет площадь более 50 км^2 и вертикальную мощность более 3 км. Тасмолинский интрузив частично перекрыт породами уштоганской свиты. Габброиды тасмолинского комплекса прорваны гипербазитами щучинского комплекса в восточной части Тасмолинского интрузива (участок Степок), в Маданьятских интрузивах, в небольшом интрузиве на восточном склоне Ишкеольмесского антиклинория (рис. 1). Этими соотношениями определен раннекембрийский возраст интрузивного комплекса. Небольшие его тела сложены однородными габброидами, в более крупных телах наблюдаются кроме того габбро-пироксениты и габбро-перидотиты до вебстеритов и дерполиитов и энортозитовые габброиды. Породы сложены лабрадор-битовнитом, авгитом, бронзитом, оливином, титаномagnetитом, с примесью пирга-сита и хромшпинелидов. Средний состав габброидов приведен в таблице 2. Породы богаты хромом — Cr_2O_3 — до 0,1%. Габброиды тасмолинского комплекса близки к породам Ишкеольмесского массива Улутауского антиклинория (Кругляков, Рошня, 1969), с которыми связано месторождение продольноволокнистого хризотил-асбеста.

Ближние по составу и геологически одновозрастные толеиты сазинской свиты и низкощелочные габброиды тасмолинского комплекса образуют раннекембрийскую вулкано-плутоническую ассоциацию.

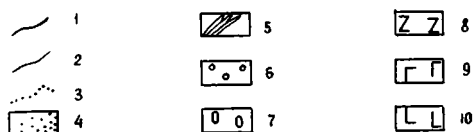
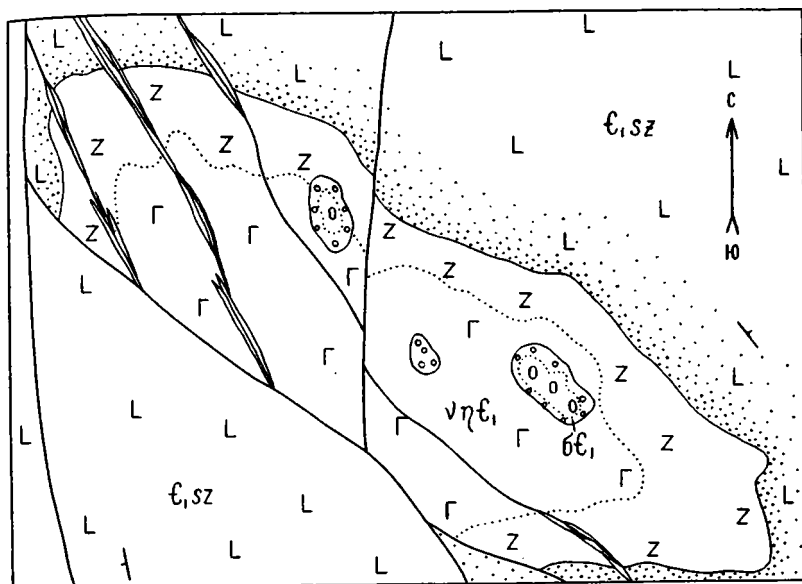


Рис. 1. Схема геологического строения небольшого интрузива основных и ультраосновных пород на восточном склоне Ишкеольмесского антиклинария.

1 - разрывные нарушения; 2 - интрузивные контакты; 3 - границы фациальных переходов; 4 - ороговиковые породы; 5-7 - шучинский комплекс C_1 ; 5 - змеевиковые сланцы, 6 - массивные герцбургиты и апогерцбургитовые серпентиниты мелкозернистые, 7 - среднезернистые; 8-9 - тасмолинский комплекс C_1 : 8 - диабазы и габбро-диабазы, 9 - габбро-диабазы и габбро; 10 - сазинская свита C_1 : афировые базальты, элевродиты, туфопесчаники, яшмы

Раннекембрийский щучинский комплекс альпинотипных гипербазитов

На исследованной территории установлено множество мелких тел серпентинитов и серпентинитизированных гарпбургитов, аналогичных породам щучинского комплекса Кокчетавского антиклинория. В пределах Ишкеольмесского антиклинория, как и в Кокчетавском, большая часть гипербазитов тектонизированы, представлены линзами в зонах разломов — в Ишкеольмесе главным образом в Тонгбайской зоне грабенов. Наиболее крупное тело гипербазитов площадью более 30 км^2 и мощностью не менее 3 км фиксируется геофизическими методами на глубине 2–3 км в центре Урумбайской антиклинали Ишкеольмесского антиклинория (данные В.А.Бороняева). В отдельных случаях наблюдались интрузионные контакты гипербазитов с метаморфитами протерозоя, с габброидами тасмолинского комплекса. Так, на восточном крыле Ишкеольмесского антиклинория мелкие тела массивных среднезернистых гарпбургитов с более мелкозернистыми фациями эндоконтакта пересекали габбро-диабазы тасмолинского комплекса (см. рис. I). Эти соотношения определяют нижнюю возрастную границу гипербазитов. Гипербазиты нигде не отмечены среди толщ более молодых, чем сазинская свита. Обломочный материал гипербазитов (окатанные зёрна хромита) установлен в гравелках уштоганской свиты, а в последнее время в песчаниках базальной пачки ирадырской свиты среднего кембрия; эти песчаники аномально богаты хромом. Д.В.Пономарёв с соавторами (1969) установили на Кокчетавском антиклинории пересечение дунит-гарпбургитов эпофизами троктолитовых габброидов Златогорского интрузива. Эти данные указывают на вероятный раннекембрийский возраст гипербазитов. Возможно, становление интрузивов гипербазитов по времени отвечало предирадырскому несогласию.

Гипербазиты сложены оливином Mg_{92-89} и подчиненным энстатитом Mg_{94-86} , хромитом, изредка интерстициальным битовнит-анортитом. Соотношение оливина и энстатита чаще около 85:15, типичное для гарпбургитов. Содержание хромита варьирует от следов до 5%, обычно 1–2%; размер его выделений достигает 3 мм. Средний состав пород приведен в табл. 2; породы крайне низкожелезистые, чрезвычайно богаты Mg , Cr , Mn , бедны элементами основных магм — Al , Ca , Ti , V — 20 г/т, Cu — 8 г/т. Всё это характерные черты пород собственно гипербазитовой — гарпбургитовой формации. С гипербазитами щучинского комплекса связана убогая россыпная платиноносность.

Описанные ниже раннекембрийские габбро-диабаз-спилит-толеи-

товая ассоциация, одновозрастные ей терригенно-кременистые образования, альпинотипные гипербазиты образуют группу офиолитовых формаций.

**Среднекембрийский куянбайский комплекс расслоенных
перидотит-пироксенит-габбро-норитовых плутонов**

Куянбайский комплекс, выделенный автором в 1969 г., представлен штокообразными и воронкообразными интрузивными троктолитов, оливиновых габбро-норитов, эвкритов, габбро-анортозитов, габбро-перидотитов (Спиридонов, 1974). Интрузивы залегают среди метаморфитов протерозоя в Ишкельмесском антиклинории и в Куянбайской антиклинальной зоне Степнякского синклинория. Площадь наиболее крупного из них Черняховского интрузива — 15 км², вертикальная мощность, по оценке В.Н.Любенского, 4 км. Габброиды куянбайского комплекса прорваны позднекембрийскими габбро-долеритами и гранитоидами. Габброиды куянбайского комплекса по геологическим соотношениям и петро-геохимическим особенностям аналогичны породам элагорского комплекса Кокчетавского антиклинория, для последнего имеются K/Ar определения возраста по биотиту — 521–543, в среднем 533 млн. лет. Для габброидов куянбайского комплекса выполнены определения возраста методом Е.А.Кузнецова по авгиту — 530–545 млн. лет. Эти данные указывают на вероятный среднекембрийский возраст комплекса.

Интрузивы сложены серией грубо- и тонкорасслоенных габбровых пород. Ориентировка расслоенности у контактов 40–50° вглубь интрузива, в центральных частях более пологая 15–25° до почти горизонтальной. Местами наблюдаются складки течения, кое-где сложные соотношения расслоенных текстур, напоминающие косослонистые текстуры, когда одна система расслоенных габброидов срезает другую. Краевые части плутонов сложены мелкозернистыми породами, центральные — чаще среднезернистыми до пегматоидных.

Габброиды сложены битовнитом и анортитом, оливином Mg₉₀-70, бронзит-гиперстенем, авгитом, титаномagnetитом, Al-Cr шпинелью, с примесью паргасита, пирротина, халькопирита, пентландита. Количественные соотношения минералов чрезвычайно изменчивы: плагиоклаз от 5 до 10%, оливин от следов до 80%, содержание хромшпинелидов достигает 15%, сульфидов Fe и Cu 5%. Весьма характерно распределение темных минералов. И в тонкополосчатых и в груборасслоенных породах повсеместно в меланократовых габброидах преобладают пироксены в лейкократах и анортозитах — оливин. Анортозито-

вые породы, по сравнению с габброидными имеют меньшую железистость, содержат более Са плагноклаз, резко обеднены фосфором; всё это свидетельствует о том, что анортозитовые породы являются наиболее ранними магматическими дифференциатами. Для пород куянбайского комплекса весьма характерны признаки кумулятивных структур. Своеобразны послемагматические образования, представленные каймами замещения куммингтонита, Mg -герцинита и актинолита вдоль границ анортита и оливина.

Для куянбайских пород типичны очень высокое содержание Al до 30% Al_2O_3 , очень низкое калия, крайне низкий индекс щелочности — менее 10. Резко выражена внутрикамерная магматическая дифференциация анортозитового типа (Спиридонов, 1971); коэффициент корреляции цветного индекса b и анортитового числа c близок к

-1 (для Тастыкольского интрузива $r_{b,c} = -0,98$, для Куянбайского $-0,95$), т.е. связь из близка к прямолинейной. Следовательно, она может быть выражена уравнениями типа $C = x + y$, которые эквивалентны вариационным линиям на диаграмме А.Н.Заварицкого. Эти уравнения имеют следующий вид:

Куянбайский плутон $c = -0,638b + 31,7$ ($b = 12,1 - 44,9$)

Тастыкольский $c = -0,489b + 29,2$ ($b = 14,3 - 48,1$)

Характерен весьма крутой наклон линий (большой коэффициент при b) и значительная величина свободного члена уравнения, отвечающая составу полевого шпата гололейкократовых пород. В данном случае она отвечает оитовнит-анортиту An_{90} . По этим признакам габбро-анортозитовые серии куянбайского комплекса четко отличаются от всех других габбро-анортозитовых серий региона. Судя по составу закаленных фаций интрузивов, они возникли из низкощелочных расплавов состава высокоглиноземистых габбро.

Интрузивы златогорского и куянбайского комплексов содержат рассеянную $Cu - Ni$ минерализацию, иногда заметные количества Pd .

По комплексу признаков куянбайский (златогорский) комплекс принадлежит формации расслоенных **периодит**-пироксенит-габбро-норитовых плутонов, производных высокоглиноземистых габбровых расплавов. Подобные формации известны на **платформах** и в складчатых ооластях. На платформах — это знаменитые плутоны Бушвельдский, Стиллутер, мончегорский и другие, отличающиеся необычайно глубоко и полно прошедшими процессами магматической дифференциации в очень спокойных тектонических условиях, когда характерные маломощные прослои пород прослеживаются на многие километры, обилием магматических месторождений хромита, сульфидных $Cu-Ni$ руд. В склад-

чатых областях - это раннегеосинклинальные расслоенные интрузивы Урала - Кумбийский, Денежкин Камень, Тагило-Баранчинский и другие (Самойлова, 1959; Свешникова, 1969), Алтае-Саянской области - Лысогорский, Лысвенский и другие, для которых характерна небольшая протяженность прослоев отдельных дифференциатов и отсутствие крайних дифференциатов - магматических руд (следствие дифференциации в менее спокойных тектонических условиях), наличием сингенетического амфибола. Интрузивы куяубайского златогорского комплекса аналогичны расслоенным интрузивам Урала и Алтае-Саянской области. Близость петрохимических характеристик тех и других видна при сравнении приведенных выше уравнений для расслоенных серий куяубайского комплекса и серий Урала:

Денежкин Камень $C = 0,565 + 32,0 (= 4,6 - 44,4)$

Кумбийский $c = -0,514 + 29,3 (= 11,6 - 51)$. Характерен столь же крутой наклон вариационных линий и тот же состав плагиоклаза анортозитовых пород $-Al_{20}$; для тех и других типичны небольшие количества сингенетического амфибола (в Златогорском интрузиве отмечены даже шристеймиты). Таким образом, нет оснований рассматривать куяубайский и златогорский комплексы как образования, связанные с постконсолидационной активизацией, как это делает Н.П.Михайлов (1958, 1971). Это типичные раннегеосинклинальные образования, которые, также как на Урале и в других регионах, тяготеют к выступам остаточных срединных массивов - Уралтаускому, Кокчетавскому антиклинариям и т.п.

Средне-позднекембрийские вулканогенные комплексы

Нижняя толща урумбайской свиты среднего кембрия, которая была выделена О.В.Минервиним и автором в 1977 г., практически целиком сложена вулканитами, среди которых преобладают туфы, меньше лав и лавобрекчий. Туфы чаще средне- и крупнообломочные, реже пепловые, в том числе гиадокластитовые. Среди вулканитов резко преобладают порфировые типы с вкрапленниками плагиоклаза, эндиопсида, авгита, оливина, С-шпинели. Состав вулканитов варьирует чрезвычайно широко - от ультраосновного пикритового (SiO_2 36-40%; MgO до 53%, Cr до 0,3%) до диоритового; наиболее распространены щелочные оливиновые базальты, трахибазальты и дациты, вулканитов промежуточного состава значительно меньше. Для урумбайской свиты характерно наличие пикритов, авгитов и пикритовых базальтов в покровной, туфовой и субвулканической фациях, которые впервые в этом

районе омыли установлены Н.А. Яценко (1967). Верхняя толща урумбайской свиты сложена терригенно-кремнистыми породами.

Вышележащая кызылкумейская свита практически целиком сложена вулканитами и продуктами их перемыва. Среди вулканитов преобладают средне- и крупнообломочные туфы, менее распространены лавы, мелкообломочные туфы и гиаокластиты, лавобрекчии. Подавляющая часть вулканитов представлена порфировыми типами с вкрапленниками плагиоклаза, авгита, гиперстена, эндиопсида, титаномagnetита, амфибола. Состав вулканитов нижней толщи кызылкумейской свиты колеблется от щелочных оливиновых базальтов до трахиобазальтов и от толеитовых оливиновых базальтов до толеитовых базальтов, изредка до толеитовых дацитов. Состав вулканитов средней толщи варьирует от толеитовых базальтов до толеитовых дацитов и от известково-щелочных базальтов до трахиандезитов, наряду с ними развиты относительно высокоглиноземистые андезитобазальты. Состав вулканитов верхней толщи меняется от щелочных, оливиновых базальтов до мундшеритов и бенморейтов, наряду с ними отмечены известково-щелочные базальты и довольно многочисленные спилиты. Вулканиты двух рядов — щелочного и известково-щелочного перемежаются в разрезах кызылкумейской свиты и по латерали (Новикова, Спиридонов, 1974). Все это вместе взятое определяет весьма своеобразный петрохимический облик вулканогенных комплексов среднего-позднего кембрия.

Вулканиты урумбайской и кызылкумейской свит образовались в субмаринных условиях, о чем свидетельствует их парагенез с известняками с морской фауной, довольно широкое развитие гиаокластитов и спилитов, туфовых турбидитов. Обилие бора в глинисто-кремнистых породах урумбайской свиты показатель их формирования в соленоводном бассейне. На всей изученной территории широко распространены грубообломочные туфы как бомбовые, так и оскольчатые (взрывные), часто содержащие маломощные дайки вулканитов, то есть прижерловые фации. Таким образом, значительная часть вулканитов среднего-позднего кембрия возникла за счет деятельности ряда вулканических аппаратов центрального типа в субмаринных условиях. По особенностям химического состава и парагенезов вулканиты близки к формациям современных океанических островов и окружающих их впадин.

Вулканизм и колчеданное оруденение. В 1974 г. геологами Целиноградской ГРЭ при участии автора впервые в Северном Казах-



стане было обнаружено медноколчеданное оруденение в вулканитах урумбайской свиты - рудопоявление Западный Бегим (рис. 2). По-видимому, не случайно колчеданные руды были обнаружены в районе восточного склона гор Ичкеульмес, на стыке Ишкеольмесского антиклинория и Селетинского синклинория. Обилие пикритов и мелочных оливиновых базальтов в этом районе, вероятно, указывает на то, что здесь имели место явления растяжения, деструкции сиалической коры. На примере Уральской геосинклинали известно, что именно в таких участках расположены колчеданные залежи. Пластовые залежи и линзы колчеданов мощностью до шести метров сопровождаются кварц-серицитовыми метасоматитами. И вулканиты, и колчеданные руды вблизи гранитоидов крыккудукского комплекса контактово метаморфизованы.

Наличие в кызылкумейской свите по крыльям Селетинского синклинория туфов взрывного типа, в обломках которых содержатся гидротермально осветленные, серицитизированные вулканиты с вкрапленностью пирита, наряду со свежими их разновидностями, свидетельствует о перспективности поисков здесь колчеданных руд.

Позднекембрийский аксуйский габбро-долерит-диабазовый комплекс

Аксуйский комплекс представлен штоками и дейками значительной вертикальной протяженности габбро-диабазов, габбро-долеритов, диаллаговых габбро. Габбро-диабазы представляют первую фазу внедрения, диаллаговые габбро - вторую фазу комплекса, формирование его завершилось образованием немногочисленных деек диабазовых порфиритов. Габброиды комплекса прорвали всю колонну доордовикских отложений района; в свою очередь, они пересечены и контактово метаморфизованы плаггиогранитами позднекембрийского комплекса. Все типы пород аксуйского комплекса в изобилии представлены в гальке конгломератов нижнего и среднего ордовика. Площадь интрузивов обычно не более нескольких квадратных километров, вертикальная мощность до 4 км. Для интрузивных тел второй фазы характерно обилие шпиров пегматоидных габбро-долеритов, в которых размер выделений плаггиоклаза до 10 см, диаллаза до 25 см. Габброиды сложены лабрадором, реже лабрадор-битовнитом, маложелезистым диаллагом, титаномagnetитом (до 18% TiO_2) ильменитом, паргаситом, апатитом. Средние химические составы габброидов обеих фаз

Таблица 2

Средний химический состав габброидов тасмолинского $C_1(I)$, куянбайского $C_{12}(I)$, аксуйского C_3 (4-I фаза, 5 - II фаза), курткульского O_2 (6 - I фаза), жамбайсорского O_{2-3} (8) комплексов; ультрабазитов пучинского C_I (2) и курткульского O_2 (7 - II фаза) комплексов (вес %)

№№	I	2	3	4	5	6	7	8
Число анализов	13	11	33	8	10	55	10	26
SiO_2	49,58	39,11	45,17	46,20	47,08	47,35	44,91	52,80
TiO_2	0,68	0,23	0,53	1,31	0,95	0,93	1,55	0,75
P_2O_5	0,14	сл.	0,13	0,22	0,22	0,31	0,13	0,21
Cr_2O_3	0,08	0,40	0,04	0,02	0,02	0,03	0,23	0,01
Al_2O_3	14,34	1,12	20,36	14,27	15,45	18,01	5,85	17,31
Fe_2O_3	4,25	0,32	4,36	4,01	2,75	4,05	5,86	3,43
FeO	5,39	7,12	5,70	7,77	6,84	6,50	9,12	5,28
MnO	0,17	сл.	0,15	0,21	0,17	0,17	0,24	0,17
MgO	0,03	0,32	0,02	0,01	0,01	0,16	0,0	0,01
CaO	8,18	37,92	8,11	8,56	8,26	7,18	15,57	4,95
Na_2O	11,1	0,47	12,13	10,60	11,44	10,69	14,40	8,35
K_2O	2,35	0,17	1,62	2,80	2,68	2,70	0,73	3,20
H_2O	0,29	0,03	0,22	0,30	0,44	0,52	0,18	1,30
ППП	1,99	12,57	0,98	3,43	3,58	1,45	1,17	2,23
Сумма	100,08	99,78	99,51	99,71	99,87	99,89	100,10	100,00
Σ общ.	56	16	56	58	54	60	49	64

приведены в табл. 2. Габбро-диабазы несколько более меланократовые, диабазовые габбро несколько обогащены апортитовым компонентом. По составу породы аксуйского комплекса близки к обычным толеитогам базальтам, платобазальтам.

Среднеордовикский вулканический комплекс

Наиболее мощный каледонский геосинклинальный вулканизм проявился в эпоху накопления саргской свиты. Мощность саргской свиты, сложенной субмаринными вулканитами и продуктами их перемыыв в ассоциации с известняками с морской фауной более 4 км. Вулканиты представлены порфировыми типами, чаще всего это авгит-плагноклазовые и андезитовые базальты, андезит-базальты, андезиты, андезит-дациты; преобладают высокоглиноземистые базальты. Вулканиты

сагской и ее аналога – савидской – свиты, сопровождающие их пояса многочисленных жерловых и субвулканических тел образуют вулканическую дугу длиной около 250 км, протянувшуюся от северной окраины Кокчетавского антиклинория на севере через центральную и восточную части Степнякского синклинория и прилегающие участки Искеольмесского антиклинория до северо-восточной части Сарысу-Тенизского поднятия на юге. Наибольший интерес представляет нижняя толща сагской свиты и связанные с ней жерловые и субвулканические тела и интрузивные образования.

Среднеордовикская раннесагская вулканоплутоническая ассоциация

Структура этой ассоциации изображена в табл. 3. Вулканический комплекс. Вулканиты представлены авгит-плагиоклазовыми и авгитовыми высокоглиноземистыми базальтами. Субвулканические тела сложены аналогичными и более меланократовыми породами, обогащенными вкрапленниками авгита вплоть до авгитофиров. С теми и другими тесно ассоциируют небольшие интрузивы габбро-диабазов, габбро до габбро-пироксенитов курткульского железо-титанового комплекса, выделенного автором в 1968 г. (Бабичев и др., 1972; Спиридонов, 1974). Аналогичные и более крупные интрузивы залегают среди уштоганской свиты и более древних толщ. Габброиды и клинопироксениты Курткульского и Западноаксуйского интрузивов пересечены субвулканическими дайками пергаситовых базальтов, наиболее молодых членов раннесагской ассоциации (см. табл. 3).

Плутоны курткульского комплекса сложены пироксен-роговообманковыми габброидами первой фазы и в ряде случаев ультрамафитами второй фазы. Габброиды состоят из лабрадора и лабрадор-битовнита, авгита, гиперстена, роговой обманки, титаномagnetита, оливина, ильменита, апатита; по химическому составу породы отвечают высокоглиноземистым габбро (см. табл. 2). Для габброидов первой фазы характерна анортозитовая тенденция внутрикамерной дифференциации, они представляют габбро-пироксенит-габбро-норит – габбро-анортозитовые серии. В отличие от других комплексов габброидов, в рудоносном курткульском анортозиты являются поздними магматическими дифференциатами. Ультрамафиты второй фазы (клинопироксениты, оливиновые клинопироксениты, верлиты, косъбиты и т.п.) сложены диопсид-авгитом, оливином Mg_{76} , титаномagnetитом, ильменитом, пергаситом; породы довольно высокожелезистые (см. табл. 2).

Таблица 3

Среднеордовикская раннесагская вулкано-плутоническая ассоциация

Последовательность (стадии) образования	Вулканыты		Плутониты
	покровов и жерл	субвулканических тел	
Первая	авгитовые базальты	авгитовые базальты до авгитофиров, диабазы	-
Вторая	-	диабазы	I фаза - пироксен-рого- вообманковые габбро-диа- базы, габбро, габбро-но- риты II фаза - пергаситовые и рудные оливиновые клино- пироксениты
Третья	?	роговообманковые и ав- гитовые базальты	-

Крупное Fe-Ti рудопоявление Отайды-Карасу приурочено к одноименному интрузиву, который отличается от других интрузивов курткульского комплекса наибольшими размерами, объём его более 50 км³. Только в нём II фаза представлена оливиновыми клинопироксенитами, в прочих – безоливиновыми. Габброиды Отайды-Карасу наиболее высокоглинозёмистые. Рудные тела сложены ильменит-титаномagnetитовыми пироксенитами с гнездами и линзами косъёмов и пегматоидных пироксениттитаномagnetитовых пород, структуры всех этих пород сидеронитовые. Рудные тела являются центральными фазами наиболее крупных дифференцированных тел оливиновых клинопироксенитов второй фазы. Размер рудных тел достигает 180 x 20 м. Содержания Fe, Ti, V в рудах те же, что и в рудных клинопироксенитах Урала. Интрузив Отайды-Карасу незначительно эродирован, по геолого-геофизическим данным нами обоснованы положительные перспективы выявления в нём существенного железо-титанового оруденения, не выходящего на поверхность.

Рудный титаномagnetит и акцессорный титаномagnetит оливиновых клинопироксенитов по составу идентичны (минералы, %): соответственно магнетит FeFe_2O_4 65,8 и 65,7; ильменит $(\text{Fe}, \text{Mn}) \text{TiO}_2$ 20,6 и 20,7; шпинель MgAl_2O_4 12,5 и 12,7; хромит MgCr_2O_4 0,2 и 0,3; кулсонит FeV_2O_4 0,9 и 0,6. Обращает внимание обогащённость титаномagnetита шпинелевым компонентом; такая особенность состава свойственна магнетитам, кристаллизующимся из магматических расплавов, недосыщенных кремнезёмом и щелочными элементами. Характерными признаками рудного титаномagnetита являются крупные и тонкие структуры распада шпинели и ильменита, тончайшие ульвошпинели.

Итак, Fe-Ti руды являются неотъемлемой частью – позднематматическими дифференциатами оливиновых клинопироксенитов, то есть данное рудопоявление принадлежит гистероматматическому или фузивному типу месторождений по классификации А.Н. Заварицкого (1926).

По особенностям геологического строения, минерального и химического состава пород и руд интрузив Отайды-Карасу близок к железо-титаносным интрузивам Урала – Качканарскому, Висимскому и др. (Малышев, 1957) и Аляски – Клуэвен, Перси, Дьк и др. (Тейлор, Нобл, 1973). Существенный объём всех рудоносных плутонов составляют более древние пироксен-роговообманковые габбро- и габбро-нориты, рудоносными же являются более молодые оливиновые

клинопироксениты, в той или иной мере амфиболизированные. Рудоносные ультрамафиты повсеместно состоят из глиноземистого диопсид-авгита, гортонолитового оливина, титаномagnetита, богатого шпинелевым компонентом, низкощелочного пергасита.

Плутониты курткульского комплекса частью магматичны высокоглиноземистым базальтам нижней толщи сагской свиты, а большей частью комплементарны им по составу. Можно предположить существенную роль магматической дифференциации в глубинных и промежуточных очагах, результатом которой явилось образование лейкобазальтовых расплавов, с одной стороны, и меланогабброидных до ультрамафитовых, с другой. Вероятно, степень распространения железо-титаноносных ультрамафит-габбровых плутонов является показателем глубины эрозионного среза вулканических дуг.

Средне-позднеордовикская вулкано-плутоническая ассоциация

Вулканический комплекс представлен крупнообломочными туфами с карбонатным цементом, лавами, туффитами, сформированными в морских условиях, и сопровождающими их многочисленными субвулканическими телами плагиопорфировых высокоглиноземистых базальтов майлисурской свиты. Вулканическая дуга майлисурского времени приурочена к осевой части Степянского синклиория. Особенности состава вулканитов является весьма высокое содержание Al - до 24% Al_2O_3 , низкая щелочность, несколько повышенная железистость; это типичные черты базитов андезитовой или лейкобазальтовой формации островных дуг. Получены первые данные о поперечной петрохимической зональности вулканической дуги майлисурского времени: с востока на запад в сторону Кокчетавского антиклиория - структуры типа остаточного срединного массива в каледонской геосинклинали - увеличивается калийность вулканитов.

Хембайсурский габбро-диорит-диабазовый комплекс представлен дайками и небольшими до 5 км^2 штоками кварцсодержащих габбро-диабазов, габбро, лейкогаббро, габбро-диоритов, тесно связанных с субвулканическими телами майлисурской свиты. Габброиды секут вулканиты низов майлисурской свиты и пересечены липарито-дацитами позднеордовикского комплекса. Габброиды сложены андезин-лабрадором, роговой обманкой, диопсид-авгитом, кварцем, титанистым магнетитом, биотитом. Средний химический состав пород приведен в табл. 2.

Геологически близкородственные высокоглиноземистые ба-

зальты майлисорской свиты и габброиды жамбайсорского комплекса обладают рядом общих особенностей - лейкократовостью, повышенной железистостью, пониженной щелочностью, некоторой пересыщенностью кремнеземом. Те и другие образуют лейкогаббро-плагиобазальтовую вулкано-плутоническую ассоциацию средне-позднеордовикского возраста.

Выводы

1. Установлена многократность внедрения геосинклинальных базитовых интрузивных комплексов. Большая часть подобных образований на Урале и в других складчатых областях "меланократового" типа включается в состав единой габбро-пироксенит-дунитовой формации, что представляется ошибочным.

Напротив, в складчатых областях с преобладанием гранитоидного магматизма - в Центральном Казахстане, Алтае-Саянской области и др. большая часть габброидов рассматривается как составная часть тоналит-гранодиоритовых комплексов, как их гибридные фации. Выше была геологически и петрологически обоснована ошибочность и этой точки зрения. Таким образом, резко ограничивается и приближается к реальному объему гибридных образований, связанных с формированием тоналит-гранодиоритовых комплексов.

2. Большая часть габброидов представлена интрузивными членами вулканических комплексов - **комагматическими** и, **менее, комплементарными** вулканитами.

3. В целом эволюция геосинклинального базитового магматизма ранних каледонид северо-востока Центрального Казахстана следующая: ранний этап - примитивные океанические толеиты (афировые) и спилиты и сопровождающие их габброиды → альпинотипные гипербазиты → высокоглиноземистые габброиды → перемежающиеся порфировые щелочные оливиновые базальты, толеитовые базальты, спилиты, более кремнекислые вулканиты толеитовые габброиды; зрелый этап - высокоглиноземистые базальты и сопровождающие их габброиды → перемежающиеся высокоглиноземистые базальты и более кремнекислые вулканиты → крайне высокоглиноземистые базальты; все вулканиты зрелого этапа принадлежат островодужному типу.

4. Выявлены новые для региона типы оруденения - медно-колчеданное в связи с вулканитами среднего-позднего кембрия, магматическое железо-титановое, связанное с ультрамафитами средне-ордовикского комплекса; обоснованы положительные перспективы дальнейших их поисков.

Литература

Бабичев Е.А., Великовская Э.М., Новикова М.З., Спиридонов Э.М., Филиппович И.З. Стратиграфия и магматизм ордовика центральной и восточной части Степнякского синклиория. - "Вестн. Моск. ун-та. Серия геол.", 1972, № 4.

Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1959, т. XXXIV, вып. I.

Заварицкий А.Н. О классификации магматических рудных месторождений. - "Изв. Геол. Ком.", 1926, т. 45, № I.

Кругляков Ю.И., Рошин Ю.В. Геологическое положение и петрохимические особенности габброидов Ишкельмесского массива. - В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1969.

Малышев И.И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Михайлов Н.П. Общие закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане. - "Сов. геол.", 1958, № 7.

Михайлов Н.П. и др. Петрография Центрального Казахстана, т. 2. М., "Недра", 1972.

Новикова М.З., Спиридонов Э.М. Вулкано-плутонические ассоциации основных пород и эволюция состава базальтов нижнего палеозоя Степнякского синклиория и Ишкельмесского антиклиория (Северный Казахстан). - В кн.: Магм. и метаморф. комплексы Казахстана. Алма-Ата, 1974.

Самойлова Н.В. Габброидные породы Северного и Среднего Урала и их петрохимические особенности. - "Труды ИГЕМ АН СССР", вып. 32, 1959.

Свешникова Е.В. Габброидные породы Кумбинского массива на Северном Урале. - "Труды ИГЕМ АН СССР", вып. 32, 1959.

Спиридонов Э.М. Анортзитовая тенденция магматической дифференциации. - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., "Наука", 1971.

Спиридонов Э.М. Анортзиты, габброидные анортзиты и анортзитовые габброиды Северного Казахстана. - В кн.: Магм. и метаморф. комплексы Казахстана. Алма-Ата, 1974.

Спиридонов Э.М., Сергеева Н.Е., Соколова Н.Ф., Шадэ Б.
Железотитановое оруденение клинопироксенит-габбрового интрузива
Отайды-Карасу в Северном Казахстане. - "Геол.рудн.м-ний", 1979,
№ 1.

Тейлор Х.П., Нобл Дж.А. Происхождение магнетита в зональ-
ных ультрамафических комплексах Юго-Восточной Аляски. - В кн.:
Магматические рудные месторождения. М., "Недра", 1973.

Яценко Н.Я. Никриты, меймечиты гор Ичкеульмес и вопросы
их генезиса. - "Изв. АН Каз.ССР", 1967, № 2.

Devey J., Flett. - On some British pillow-lavas and the rock
associated with them. - "Geol. Mag.", 1911, № 2.

Engel A.E.J., Engel C.G., Havens R.G. Chemical characteristics
of oceanic basalts and the upper mantle. - "Bull. Geol. Soc. Amer.",
vol. 76, 1965.

Middlemost B.A.K. The basalt clan. - "Earth Sci.", 1975, № 4.

Pearce J.A. Statistical analysis of major elements patterns
in basalts. - "J. Petrol.", 1976, vol. 17, № 1.

И.Е. Кузнецов

Ультрабазиты Тектурмасского антиклинория

Проблема происхождения офиолитовых ассоциаций в последние
годы приобрела особое значение. Ключевым вопросом этой проблемы
является выяснение генезиса ультрабазитов, одного из главных
членов этой ассоциации, а также их взаимоотношений с другими
магматическими образованиями.

Тектурмасский антиклинорий, являющийся типичным примером
области развития каледонских офиолитовых ассоциаций Казахстана
расположен в 60 км южнее г. Караганда и имеет олизишотное про-
стирание. Он сложен вулканогенно-осадочными толщами раннекембрий-
ско-среднеордовикского возраста; в его ядре выходят также сер-

пентиниты, габброиды, амфиболиты и плагиограниты. С севера и юга антиклинорий оорамляется осадочными толщами силура и ордовика. Сведения о стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ опубликованы ранее (Борисенко и др., 1979). Следует отметить два этапа развития базальтового вулканизма: первый в раннем кембрии (карамурунская свита) и второй — в среднем ордовике (овзарбайская свита). Раннекембрийский этап вулканической деятельности представлен субщелочной формацией (лавы трахибазальтов и субвулканические тела трахилипарито-дацитов), среднеордовикский этап — излияниями спилитов и толеитовых базальтов (Хераскова и др., 1979). Два этапа базальтоидного магматизма разделены длительным периодом осадконакопления в позднем кембрии и раннем ордовике (тектурмасская, зонгарская, джамбульская свиты). В это время вулканизм проявился незначительными излияниями трахиандезито-базальтов и трахидацитов. Вспышка среднеордовикского вулканизма заканчивается формированием яшмовых толщ. Более молодые отложения в пределах Тектурмасского антиклинория не известны.

Интрузивная часть офиолитовой ассоциации изучалась автором в 1971–72 гг. в горах Тектурмас (рис. 1). Преобладающими породами здесь являются серпентиниты, в подчиненном количестве присутствуют габброиды и плагиограниты. Серпентиниты в пределах гор Тектурмас протягиваются в виде двух полос, разделенных выходами пород уртынжалской серии. Северная полоса протягивается вдоль северного подножья гор Косдонгал и Карамурун. Общая ширина ее 2,5–3 км, но в ней отмечаются крупные блоки вмещающих пород, размер которых достигает 8 × 1,2 км. Южная полоса серпентинитов протягивается вдоль южного крыла Тектурмасского антиклинория и имеет более сложное строение. Серпентиниты образуют здесь небольшие по размерам линзовидные тела.

Обе полосы серпентинитов в восточном направлении вблизи гор Уртынжал соединяются. Общность полос серпентинитов подчеркивается большим количеством линз, маломощных полос, тел серпентинитов, приуроченных к тектоническим нарушениям в породах уртынжалской серии. Есть все основания предполагать присутствие серпентинитов на глубине под толщами, составляющими Тектурмасский антиклинорий. Обширные выходы серпентинитов в горах Тектурмас к западу от р. Шерубай-нура сменяются цепочками маломощных непротяженных линз, контролирующихся многочисленными близширотными разрывными нарушениями.

Взаимоотношения серпентинитов с эффузивно-осадочными толщами и строение серпентинитовых массивов характеризуются сложностью и иногда приводят к противоречивым выводам, на что указывали И.Ф.Трусова (1948) и Н.П.Михайлов (Петрография..., 1971). В последней работе отмечалось наличие у серпентинитов как тектонических, так и активных контактов. Контакты серпентинитов с вмещающими породами, как правило, тектонические, что доказывается мощными зонами расслабления, образованием змеевиковых брекчий, дроблением и милонитизацией вмещающих пород, развитием в контактовых зонах лиственитов и других метасоматитов. Однако в ряде случаев в контакте с ультрамафитами отмечается метаморфизм вмещающих пород. Наиболее хорошо эти явления были изучены в южном контакте серпентинитов в 1,5 км севернее урочища Пожарище. Здесь,



Рис. 1. Схематическая геологическая карта Тектурмасских гор (по О.В.Минервину и др. с использованием материалов М.З.Новицкой, Т.Н.Херасковой и др.).

1 - осадочные породы джембульской свиты и силура; 2 - яшмы базарбайской свиты; 3 - спилиты и базальты базарбайской свиты; 4 - осадочные отложения зонгарской свиты; 5 - яшмы, кварциты тектурмасской свиты; 6 - эффузивы карамурункой свиты; 7 - среднепалеозойские гранодиориты; 8 - плагiogраниты: массивы (а), дайковая серия (б); 9 - габброиды среднего ордовика, 10 - габброиды нижнего кембрия; 11 - зона брекчирования пород; 12 - серпентиниты с блоками других пород; 13 - геологические границы; 14 - разрывные нарушения

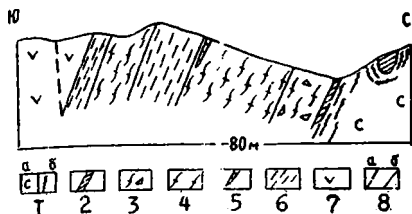


Рис. 2. Геологический разрез через контакт серпентинитов севернее урочища Пожарище.

1 - серпентиниты: массивные (а), рассланцованные (б); 2 - родингиты; 3 - амфиболиты брекчированные; 4 - амфиболиты; 5 - мраморы;

6 - метапесчаники и кварциты; 7 - диориты базальтовой ситы; 8 - разрывные нарушения (а), геологические границы (б)

вдоль контакта серпентинитов более чем на 2 км прослеживается полоса амфиболитов с прослоями кварцитов, окварцованных песчаников и мраморов (рис. 2). Здесь с севера на юг обнажаются:

1. Апогэцбургитовые серпентиниты массивные, плотные, разбитые плоскостями проскальзывания на угловатые блоки размером до нескольких дециметров. Среди серпентинитов отмечаются блоки родингитов, в центральных частях которых сохраняются реликтовые структуры амфиболитов. С приближением к контакту серпентиниты становятся более рассланцованными, рассыпаются на тонкие изогнутые, скорлуповатые пластинки с зернами скольжения. Мощность рассланцованных серпентинитов 5-7 м.
2. Родингиты - плотные, массивные, тяжелые породы светло-серого цвета и тонкозернистого сложения, состоящие из гидрограната, везувиана, хлорита и клинопироксена 20-30 см
3. Амфиболиты среднезернистые, сильно брекчированные, насыщенные прожилками и пятнами родингитов 20-30 см
4. Амфиболиты среднезернистые полосчатые, местами брекчированные. Падение полосчатости ЮЗ 70-80°. Простирание пород параллельно контакту 10 м
5. Амфиболиты мелкозернистые, тонкополосчатые, часто брекчированные, содержащие большое количество поизитовых прожилков. Среди амфиболитов отмечаются маломощные линзы мраморов 20 м
6. Метаморфизованные алевролиты и мелкозернистые песчаники рассланцованные в северной части прослоя и массивные в южной. Породы сложены угловатыми и полуокатанными зернами плагиоклаза, роговой обманки, кварца, цемент типа заполнения пор,

- кварцевый. В породе отмечаются новообразования граната 10 м
7. Амфиболиты мелкозернистые, тонкополосчатые 20 м
 8. Амфиболиты тонкозернистые, слабо полосчатые, рассланцованные 5 м
 9. Окварцованные яшмы слабо брекчированные 2 м
 10. Диабазы брекчированные, слабо хлоритизированные . . . 7 м
 11. Афировые диабазы с прослоями яшмы и алевролитов . . .

Сходного типа разрезы у контактов серпентинитов отмечались неоднократно в северной полосе выходов этих пород, а также в Тортаульской ложбине. Экзоконтактовые изменения около ультрабазитов описаны в I км южнее разв. Базербай, где с запада на восток обнажаются:

1. Диабазы базербайской свиты в различной степени раскристаллизованные вплоть до габбро-диабазов, амфиболизированные. Породы прорваны жилами плагиоклазитов, кварцевых диоритов. В диабазе находится линза мраморизованного известняка.
2. Габбро-амфиболиты средне-, мелкозернистые, Среди габбро-амфиболитов продолжается линза мраморов, протягивающаяся из неизмененных диабазов. Мощность габбро-амфиболитов
25-30 м
3. Амфиболиты средне- и мелкозернистые, полосчатые, обнажающиеся в виде крупноглыбовых развалов. В пониженных местах среди них появляется щебенка серпентинитов 25 м
4. Серпентиниты баститовые в различной степени рассланцованные, содержащие блоки амфиболитов, количество и размер которых при удалении от контакта уменьшается.

Приведенные разрезы свидетельствуют о следующем. Первое - амфиболиты возникают на контакте серпентинитов и диабазов за счет последних, что подтверждается прослеженными линзами и прослоями метаморфизованных осадочных пород и мраморов в амфиболитах; второе - полосчатость амфиболитов параллельна контакту серпентинитов; третье - контакты серпентинитов и амфиболитов осложнены тектоническими нарушениями, о чем свидетельствует брекчирование амфиболитов в зоне контакта и появление блоков амфиболитов в серпентинитах, то есть амфиболиты образовались до протрузивного перемещения ультрабазитов; четвертое - контакты амфиболитов и диабазов обычно сорваны и лишь изредка сохраняются постепенные переходы; пятое - в прослоях метапесчаников среди амфиболитов отмечаются новообразования граната.

Мощность контактовых ореолов не превышает 50 м, а при большей их ширине есть основания предполагать пологий контакт. Приведенные выше данные свидетельствуют в пользу активных контактов ультрамафитов, на которые позднее наложен интенсивный гидротермальный метаморфизм, а также процесс гранитизации, проявленный в локальной калишпатизации амфиболитов.

Серпентинитовые массивы характеризуются обилием в них включений различных пород, которые составляют 20-25% площади массивов. Наряду с габбро, микрогаббро, плагитогранитами отмечаются блоки амфиболитов, окварцованных яшм, песчаников, диабазов, клинопироксенитов, хромитов, диорит-порфиритов. Размеры блоков колеблются от первых метров до 200-300 м в длину, форма их удлиненная или овальная, ориентировка близка общей вытянутости массивов. Серпентиниты вокруг блоков рассланцованы, степень рассланцевания при удалении от блоков уменьшается. Мощность зон рассланцевания изменяется от 30 см до нескольких метров. Тектонический характер блоков доказывается брекчиевидной текстурой слагающих их пород, несопадением внутренней структуры блоков - линейности, полосчатости, контактов между различными типами пород - с их границами. Представление о внутреннем строении серпентинитовых массивов может дать участок, расположенный в 1,5 км западнее горы Найда (рис. 3). Здесь на небольшой площади среди

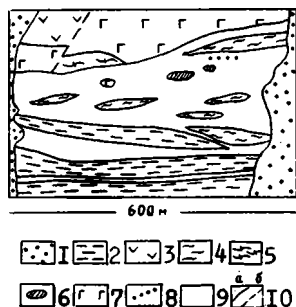


Рис. 3. Схема строения серпентинитового меланжа в 1,5 км западнее горы Найда.

1 - мезо-кайнозойские отложения; 2 - кварциты тектурмассовой свиты; 3 - базальты карамурунской свиты; 4 - элевролиты и песчаники; 5 - амфиболиты; 6 - пироксениты; 7 - габбро; 8 - будинированная дайка лампрофиров; 9 - серпентиниты; 10 - геологические границы (а), разрывные нарушения (б)

серпентинитов обнажился блоки кварцитов, яшм, алевролитов, песчаников карамурунскй и тектурмасской свит, диаллагитов, амфиболитов и габбро. Анализ распределения блоков различных пород по площади серпентинитовых массивов позволяет разделить их на две группы: встречающиеся постоянно - габбро, микрогаббро, амфиболиты, плагиограниты; встречающиеся локально - диабазы, осадочные породы. Блоки и глыбы второй группы всегда располагаются вблизи от контактов серпентинитов с толщами соответствующих вмещающих пород. Таким образом, серпентинитовые массивы Тектурмасского антиклинория представляют тектоническую брекчию, сложенную обломками, глыбами и блоками вмещающих и родственных ультрабазитам пород, заключенных в серпентиниты.

Петрография серпентинитов достаточно проста и детально описана И.Ф.Трусовой (1943), Н.П.Михайловым и др. (Петрография..., 1971). Они представлены однородными апогарибургиновыми серпентинитами с содержанием бастита 10-20%. В резко подчиненном количестве отмечаются серпентинизированные лерцолиты, аподунитовые серпентиниты, клинопироксениты и хромиты. Апогарибургиновые серпентиниты сложены лизардитом двух генераций в виде шнурков, придающих породе петельчатую структуру, и в виде листоватых агрегатов с характерным конвектообразным погасением, заполняющих ячейки петель. Лизардит I светел и ассоциирует с тонковкрапленным магнетитом, лизардит II имеет светло-зеленый цвет за счет вхождения железа в его структуру. Бастит, замещающий ортопироксен, образует зерна двух генераций - крупные (до 3 мм) короткопризматические и мелкие зерна веретенообразной формы. Процесс образования серпентинитов завершается их хризотилизацией и асбестизацией. В зонах рассланцевания в серпентинитах возникают параллельные прожилки хризолита, сопровождающегося магнетитом, и антигорит. Аподунитовые серпентиниты отличаются от апогарибургиновых отсутствием бастита. Лерцолиты наименее изменены. Они сложены серпентинизированным оливином двух генераций. Оливин I генерации образует крупные изометричные ($2\psi = +86^\circ$) сильно серпентинизированные зерна; оливин II генерации составляет мелкие зерна ($2\psi = -88^\circ$) в контакте с орто-, и клинопироксенами, имеющими более высокую железистость. Энстатит ($2\psi = +84^\circ$) образует крупные зерна, распадающиеся в краях на более мелкие индивиды. Клинопироксен характеризуется линейной ориентировкой. Он образует мелкие веретенообразные зерна, рассекающие зерна других минералов. Клинопироксениты

Таблица I
Химический состав пород офиолитовой ассоциации

№ п/п		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	ппп	Сумма
1	х б	39,08	0,07	1,39	6,95	1,31	0,07	36,78	0,48	0,07	0,01	0,07	1,48	12,31	100,14
		1,09	0,02	0,17	0,63	0,41	0,03	0,36	0,30	0,05	-	0,03	0,16	0,09	
2	х б	47,94	-	3,03	3,63	2,65	-	19,84	19,94	сл.	сл.	-	0,18	2,93	100,14
3		50,27	0,75	15,52	2,29	7,69	0,13	6,95	9,42	3,23	1,27	0,13	0,24	2,46	100,28
	х б	1,78	0,29	0,99	0,60	0,85	0,06	2,24	1,66	0,63	0,48	0,07	0,10	0,70	
4		53,29	1,19	14,80	3,64	7,67	0,21	4,72	7,26	5,03	1,16	0,14	0,15	0,78	100,14
5	х б	44,65	0,92	13,47	1,84	9,42	0,15	8,15	17,69	0,67	0,08	0,15	0,25	2,92	100,36
6		48,11	0,82	14,92	2,94	9,16	0,22	7,77	8,90	3,78	0,46	0,18	0,11	2,20	99,57
7	х б	75,10	0,12	13,31	0,54	1,08	сл.	0,50	1,12	5,50	1,60	0,06	0,10	0,40	99,83
8		70,11	0,40	13,91	2,15	1,40	0,10	1,43	2,77	6,23	0,56	-	0,11	1,12	100,29
9	х б	75,19	0,22	13,10	1,59	1,10	0,03	0,65	1,24	6,08	0,41	0,05	0,05	0,51	100,22
10		48,20	2,03	13,95	6,70	4,80	0,06	5,26	9,79	4,46	0,34	0,30	0,21	3,68	99,78

Примечание: 1 - серпентиниты (7 анализов); 2 - пироксенит (1); 3 - габброиды южного крыла антиклинория (7); 4 - габброиды северного крыла (2); 5 - амфиболиты метасоматические (2); 6 - габбро-амфиболиты (2); 7 - плагиогранит, блок в серпентинитах (1); 8 - плагиогранит, Сарытауский массив (1); 9 - плагиогранит-порфиры (2); 10 - эффузивы каремурунской свиты (5).

отмечены в виде единичных блоков среди серпентинитов. Это равномернозернистые породы на 80-100% сложенные диаллагом ($2\theta = +60^\circ$, $c: Hg = 39-41^\circ$). Зерна клинопироксена зональны, что проявляется в исчезновении диаллаговой отдельности в их краевых частях. Характерно искривление трещин спайности и отдельности.

По химическому составу (табл. I,2) гипербазиты отвечают обычным баститовым серпентинитам с величиной $M/F = 7,1-9,4$, высокой степенью окисления железа и предельным для этих пород содержанием воды (около 14%). В перцолитах и клинопироксенитах величина M/F уменьшается. Геохимические особенности пород оценены по данным полуквантитативного спектрального анализа (табл. 3). В серпентинитах выделяются элементы, характерные для этих пород - хром, никель, кобальт, ванадий, титан, медь, цинк, скандий - а также элементы, встречающиеся спорадически - молибден, никоний, итрий, иттербий, олово, стронций и др. Содержание хрома в породах колеблется в значительных пределах, что связано с неравномерным распределением акцессорного хромшпинелида. Принципиального различия в содержании хрома в различных полосах серпентинитов не отмечается. Так же неравномерно распределен никель и кобальт.

Таблица 2

Петрохимические характеристики пород офиолитовой ассоциации

№ п/п	a	c	b	s	Q	c'	a'	f'	m'	n	t
1	0,2	0,5	61,2	38,1	-25,1	-	0,7	10,4	88,9	96	0,2
2	0,1	1,7	52,9	45,4	-10,9	35,1	-	11,9	53,0	-	-
3	8,6	6,2	26,8	58,4	-6,6	19,8	-	36,6	44,6	85	1,1
4	12,6	3,4	23,5	60,5	-7,4	22,4	-	44,0	33,6	86	1,6
5	1,8	8,2	38,2	52,0	-7,5	35,3	-	27,5	34,0	91	1,8
6	8,8	5,4	30,2	55,6	-11,9	17,8	-	33,3	31,4	93	1,6
7	13,8	1,3	2,7	82,2	+35,5	-	19,0	52,4	28,6	84	0,07
8	7,5	1,0	7,4	84,1	+52,2	33,4	-	32,4	34,2	94	0,15
9	13,3	1,4	3,8	81,4	+34,8	-	12,9	61,3	25,8	96	0,1
10	10,8	4,2	27,6	57,6	-10,3	29,5	-	38,6	31,9	95	3,1

Для первого элемента это связано с неравномерной степенью выветривания пород, второй концентрируется в хризотилowych серпентинитах, содержащих вторичный магнетит - концентратор этого элемента.

Таблица 3

Средние содержания редких элементов в породах офиолитовой ассоциации Тектурмасского антиклинария в г/т

	серпентиниты (33)				габброиды (20)		амфиболиты (25)		эффузивы карамурунской свиты		плагииграниты (30)	
	$\bar{x}$		$\bar{x}$		$\bar{x}$		$\bar{x}$		$\bar{x}$		$\bar{x}$	
Cr	5506	I450	80	57	155	II6	72	27	10	4,5		
Ni	2645	II04	50	19	62	2I	4I	2I	10	0,6		
Co	154	70	32	14	44	10	32	7	19	0,4		
Ti	60	20	4400	I500	5900	1800	6450	943	1020	II0		
V	47	18	I72	70	244	102	I56	43	II	4		
Sc	6	2	45	7	50	I2	-	-	I2	0,4		
Cu	28	15	74	25	75	34	85	22	15	4,5		
Zn	72	33	64	27	83	28	88	9	-	-		
Pb	+		2	I	2,3	I,7	4,4	I,2	8	I,4		
Ga	3	2	I7	3	I7	5	I9	3	I6	5		
Ba	-		+		-		I84	66	7I0	I44		
Sr	+		360	I30	290	I80	379	I63	I80	30		
Mo	I,4	0,9	+		I	0,4	I,6	0,5	0,9	0,9		
Sn	+		-		+		I,8	I,3	-			
Yb	0,8	0,4	2,6	I,3	3,5	0,8	2,4	0,2	I	0,2		
Y	+		26	I3	35	II	27	5	10	0		
Nb	+		+		+		I9	II	I4	7		
La	+		+		+		30	10	22	7		
Ag	-		+		-		-		-			

Примечание: плагиигранит - блок в серпентинитах Тортанульской ложбины. + означает присутствие элемента менее чем в половине проб. Анализы выполнены в ЦХЛ ЦКТИУ.

Образование хризотилитовых серпентинитов связано с влиянием кислых флюидов, о чем свидетельствует появление в них таких элементов, как олово и др.

Габброиды обычно находятся в тесной ассоциации с серпентинитами, образуя в них тектонические блоки различных размеров. Само-

стоятельные массивы габбро известны в северной части Тектурмесского антиклинория в поле базарбайской свиты. В южной части антиклинория известны только блоки и глыбы габброидов среди серпентинитов. Обычно их содержание не более 10–25% площади серпентинитовых массивов, но иногда они преобладают и разделяются отдельными узкими полосами и линзами серпентинитов на ряд олоков. Такие участки сложены амфиоолизированными и амфиооловыми средне- и мелкозернистыми габбро и микрогаббро с постепенными переходами между этими разновидностями. Очень характерно пятнистое распределение рассматриваемых пород. Габброиды обладают ореховой текстурой с размером ооломков от первых миллиметров до первых метров. Цемент брекчий сложен пренитом и поизитом, образующими также многочисленные пересекающиеся прожилки. Габброиды обычно подвержены сильному вторичному изменению, и первичные минералы сохраняются редко. Плаггиоклаз, по данным Н.П. Михайлова и др., представленный зональным лабрадором (Петрография..., 1971), замещается соскритовым агрегатом или пренитом, местами он альбитизирован. Клинопироксен ($c:N_g = 39-40^{\circ}$, $2v = +54-58^{\circ}$) сохраняется в виде реликтов в зернах роговой оомазки, которая по трещинкам и вдоль краев подвержена актинолизации и хлоритизации. Титаномagnetит частично замещается сфеном. Структура пород габбровая, реже офитовая.

Массивы северной части антиклинория образуют обычно согласные тела типа силлов в базарбайской свите, редко отмечаются секущие контакты. Существенных экзоконтактовых изменений нет, но в эндоконтактах отмечаются зоны закалки мощностью 2–5 м. Наиболее крупный массив габбро расположен вблизи развалин Базарбай. Для массивов характерна неоднородная степень раскристаллизации. Преобладают средне-, мелкозернистые офитовые габбро, в которых отмечаются участки габбродиабазов. Часть пород массива в окрестностях развалин Базарбай интенсивно брекчирована, в других его участках и других массивах сохраняются массивные текстуры. Офитовые структуры, зоны закалки и неравномерная раскристаллизация позволяют предположить гипабиссальный характер рассматриваемых массивов.

Офитовые габбро сложены плаггиоклазом, клинопироксеном, роговой оомазкой и титаномagnetитом. Плаггиоклаз – зонален, от лабрадора № 55–60 в центральных частях зерен до андезина № 40–45 в их краях. Он часто соскритизирован и реже альбитизирован. Клинопироксен образует ксеноморфные зерна, реже отмечаются пойкилитовые кристаллы, в которые включены идиоморфные зерна плаггиоклаза. Офи-

товые габоро подвержены амфиолизации, которая местами приводит к полному замещению пироксена роговой оомазкой. Рудные минералы - титаномагнетит и ильменит - развиты незначительно и частично замещены сфеном. Обогачен кварц, содержание которого может достигать 5%. Структура офитовая, участками пойкиомфитовая. Габоро-диабазы и диабазы отличаются более мелкозернистым сложением и более интенсивными вторичными изменениями.

По химизму (см. табл. I) габброиды слабо дифференцированы, обладают незначительными колебаниями глинозема, довольно высокими содержаниями щелочей ($\text{Na} + \text{K}$) по отношению к кальцию. Петрохимические характеристики (табл. 2) показывают нормальный характер дифференциации вещества с увеличением в конечных дифференциатах щелочей и железистости. Различия в химизме северных и южных габброидов незначительно. Оно касается содержаний щелочей, железа и кремнезема, а так же петрохимических характеристик "a, c, m, f". Полуколичественным спектральным анализом (табл. 3) в габброидах южного крыла антиклинория определено 17 элементов, из которых молибден и барий отмечены спорадически, а содержание свинца в ряде пробо оказалось ниже чувствительности метода. Из остальных элементов большим разбросом обладают хром, никель, итрий и иттербий. Сравнение химизма и геохимии южных габброидов и эффузивов карамурунской свиты (табл. I, 3, рис. 4) показывают их большое сходство. Значимые различия отмечаются для титана, а из редких

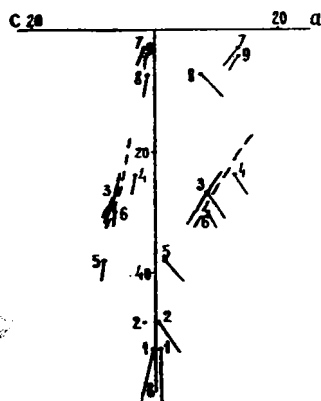


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма пород офиолитовой ассоциации Тектурмасского антиклинория (по методу А.Н.Заварицкого). Номера точек соответствуют табл. I, 2. Пунктиром нанесена линия дифференциации эффузивов карамурунской свиты, непрерывной линией - нижнекембрийских габброидов

элементов для свинца и пиркония. По-видимому, это подтверждает генетическое родство этих пород.

Амфиболиты и габбро-амфиболиты, хотя их обычно и не отмечают в офиолитовых ассоциациях, тем не менее являются характерным их составным членом. Амфиболиты, ассоциирующие с серпентинитами, могут иметь различное происхождение – являться контактовым среолом ультрабазитов, возникать в результате метаморфизма габбро, метасоматически развиваться по серпентинитам.

В Тектурмасском антиклинории выявлены все три типа амфиболитов. Геологическое положение амфиболитов первой группы описано выше. Амфиболиты характеризуются зональностью по отношению к серпентинитам. У контакта развиты прениitized и соскритизированные разности, которые постепенно переходят в олигоклазовые и альбитовые амфиболиты. Цветной минерал представлен зеленовато-бурой роговой обменкой, в которой иногда сохраняются реликты клинопироксена. Роговая обманка по краям и при удалении от контакта переходит в голубовато-зеленую разновидность, замещается хлоритом. Структура пород гомеобластовая, текстура сланцевая, брекчиевидная. Габбро-амфиболиты второго типа связаны постепенными переходами с габброидами. В них полностью исчезают первичные минералы, первичные структуры, появляются сланцеватые текстуры; титаномagnetит замещается сфеном. По химизму эти породы близки к габброидам (см. табл. I).

Своеобразные амфиболиты были отмечены в двух километрах восточнее горы Карамурун. Они располагаются среди серпентинитов, образуя значительные поля (60 x 300 м), в которых удалось закартировать реликты брахиантиклиналей с периклинальными замыканиями. Кроме амфиболитов здесь отмечаются полосы пироксеновых амфиболитов. Можно предположить, что эти амфиболиты возникли метасоматически по ультрабазитам, так как они ассоциируют с пироксенитами и гранитизированными амфиболитами. По химизму они отличаются от габбро-амфиболитов резко повышенным содержанием кальция и пониженными значениями кремнезема, глинозема и суммы щелочей (табл. I).

Геохимические особенности амфиболитов всех типов близки и обобщены вместе (табл. 3). Именно с этим связаны значительные величины дисперсии некоторых элементов. Геохимические особенности амфиболитов выделенных групп заключаются в следующем: I – Метасоматические разности амфиболитов отличаются резко невыдержанными

содержаниями хрома, концентрации которого в отдельных пробах близко к таковым серпентинитов. 2 - Амфиболиты, образованные по габброидам, геохимически к ним близки. 3 - Контактные амфиболиты характеризуются непостоянным содержанием хрома, концентрации которого изменяются от 80 до 300 г/т, в них отмечается геохимическая зональность. В приконтактных амфиболитах содержание хрома 300 г/т, при удалении от контакта оно быстро падает до 60-80 г/т.

Плагииграниты образуют отдельные массивы в эффузивно-осадочных толщах и находятся в виде блоков и глыб в серпентинитах. Наиболее крупный Сарытауский массив расположен юго-западнее горы Коктау. Он образует вытянутое в субширотном направлении тело шириной 350-400 м и протяженностью до 4-х километров. Массив прорывает и метаморфизует диабазы кармиурунской свиты. Два других массива южнее развалин Базербай и в урочище Пожарище имеют размеры до 1000 м² и локализуются в ящиках соответственно тектурмесской и базербайской свит. Массивы сложены плагиигранитами, подчиненными кварцевыми диоритами и габброидами эндоконтактах. Породы брекчированы, разбиты многочисленными трещинами и зонками трещиноватости, выполненными хлоритом, поизитом и кварцем. Степень дробления в разных массивах не одинакова. Плагииграниты прорваны жилами плагиигранит-порфиров.

Блоки плагиигранитов в серпентинитах редки и приурочены, главным образом, к южной полосе серпентинитов. Размеры их не превышают 500 м², серпентиниты вокруг блоков осыпаны. Блоки сложены средне-, крупнозернистыми плагиигранитами или кварцевыми диоритами. Породы подвержены сильному дроблению. Плагииграниты состоят из альбитизированного плагиоклаза, кварца, роговой обманки и биотита, почти повсеместно замещенных хлоритом. В некоторых разностях плагиигранитов обнаружен калиевый полевой шпат (менее 10%).

Кроме рассмотренных плагиигранитов отмечаются серии жил плагиигранит-порфиров в урочище Кузек и северо-восточнее горы Карамурун. Наиболее характерен район урочища Кузек, где развиты поля сближенных даек плагиигранит-порфиров, из-за чего они иногда принимались ранее за крупные массивы плагиигранитов. Дайки имеют различные простирания, мощности, протяженность и неодинаковую степень раскристаллизации. Они смяты в складки и смещены разрывными нарушениями. Плагиигранит-порфиры характеризуются порфировой, реже порфировидной структурой. В центральных частях наиболее крупных даек породы полностью раскристаллизованы. Плагиигранит-порфиры состоят из вкрапленников плагиоклаза, реже кварца, иногда отмечают-

ся симплектитовые сростания этих минералов. Часто встречаются сферолиты, сложенные радиально-лучистыми агрегатами плагиоклаза и кварца. Закономерно изменение структур основной массы от афировой до мелкозернистой. -

Химизм и петрохимические особенности плагиогранитов всех типов отличаются незначительно. Они характеризуются преобладанием натрия над калием. Геохимически плагиограниты обладают сходным комплексом элементов, но так как рассматриваемые породы отличаются минеральным составом, различия в содержании почти всех элементов значимы.

Рассмотренные породы находятся в сложных возрастных отношениях. Достаточно сказать, что галька габброидов, плагиогранитов и серпентинитов известна в конгломератах тектурмасской, зонгарской, джамоульской свит (Антонюк, 1974; Зайцев, статья в настоящем сборнике), тогда как массивы этих же пород прорывают карамурунскую, тектурмасскую и базарайскую свиты. Это свидетельствует о наличии в Тектурмасском антиклинории разновозрастных интрузий сходного состава.

Ультрабазиты имеют активные контакты с породами карамурунской, тектурмасской и базарайской свит, причем реликты клинопироксена отмечаются только в амфиболитах, образовавшихся по диаогнам карамурунской свиты. В контакте с более молодыми эффузивами возникают амфиболиты, не содержащие клинопироксена. Древний возраст внедрения ультрабазитов подтверждается возрастом габброидов и амфиболитов Тортаульской ложины по пироксену (538 млн. лет, K-Ar метод, 515 млн. лет, дисперсионный метод), пироксенитов и перидитов южной зоны по пироксену (510 млн. лет, дисперсионный метод). Возраст роговой обманки амфиболитов и габброидов более молодой - 440-405 млн. лет по дисперсионному методу, 365 млн. лет по K-Ar методу (Антонюк, 1974; Кузнецов, 1974). Следовательно, роговая обманка связана с более поздними процессами метаморфизма пород, а образование амфиболитов происходило в течение длительного времени.

По-видимому, существовало два этапа внедрения "горячих" ультрабазитов: раннекембрийский и среднеордовикский. Первый этап внедрения фиксируется с одной стороны пироксеновыми амфиболитами в контакте с эффузивами карамурунской свиты, а с другой - наличием галек серпентинитов в конгломератах тектурмасской и даже верх-

них частях карамурунской свит (Антонюк, 1974). Второй этап фиксируется возникновением амфиболитов по эффузивам базаровской и зонгарской свит, но верхний возрастной предел его неясен.

Габброиды Тектурмасского антиклинория разновозрастны. Габброиды южного крыла антиклинория имеют раннекембрийский возраст, что подчеркивается почти полной дезинтеграцией их массивов, интенсивной амфиолизацией, данными абсолютного возраста. В районе гор Сарытау мелкие массивы габброидов локализируются в породах карамурунской свиты. Гальки этих пород известны в конгломератах тектурмасской свиты. Таким образом, по возрасту, химизму и геохимии они близки к эффузивам карамурунской свиты, и, вероятно, генетически связаны с ними. Габброиды северного крыла антиклинория локализируются в яшмах базаровской свиты и тяготеют по составу к эффузивам базаровской свиты, немного отставая от них по времени образования. Гальки их известны в гравелитах верхов базаровской свиты. Их среднеордовикский возраст не вызывает сомнения.

Массивы плагиогранитов прорывают породы карамурунской, тектурмасской и базаровской свит, в их обломки отмечены в конгломератах тектурмасской, джамбульской и зонгарской свит. На этом основании можно выделить две возрастные группы плагиогранитов: среднекембрийскую и среднеордовикскую. Последняя группа представлена преимущественно дайками плагиогранит-порфиров.

Первичные взаимоотношения габбро, плагиогранитов с серпентинитами затושены поздними протрузивными перемещениями последних. Действительно, в большинстве случаев габбро и плагиограниты располагаются в серпентинитах в виде тектонических блоков и только анализ геологического положения, петрохимии, геохимии, возраста этих пород позволяют наметить последовательность их образования. Рассматривая приведенные выше факты, а также принимая во внимание образование габбро-амфиболитов под воздействием на габбро ультрабазитов, отмечая, что оталькование и антофилитизация серпентинитов наблюдается в контакте с Сарытауским массивом плагиогранитов, следует сделать следующие выводы.

1. Внедрение пород основного и кислого состава в каждом этапе формирования магматических пород Тектурмасского антиклинория происходило в одинаковой последовательности: эффузивы — габбро-плагиограниты.

2. Ультрабазиты внедрялись после или одновременно с формированием эффузивных толщ, но до плагиогранитов.

3. Отношение ультрабазитов к габброидам не вполне ясно, но судя по превращению последних в контакте с серпентинитами в габбро-амфиболиты, ультраосновные породы более молоды, хотя и близки к ним по времени образования.

Анализ экзоконтактовых изменений в связи с ультрабазитами позволяет оценить температуру их внедрения. Наличие реликтов клинопироксена в контактах древних ультрабазитов свидетельствует о температуре формирования экзоконтактовых пород при 650–700°, что соответствует температуре в 1000–1150° внедряющегося вещества. Приведенные температуры более низки по сравнению с температурой ультраосновного расплава, но близки к ней. Следовательно, ультрабазиты в этот момент вряд-ли могли представлять собой магматический расплав. Скорее это были горячие твердые или частично расплавленные тела. В пользу отсутствия ультраосновного магматического расплава в Тектурмасском антиклинории свидетельствует некомплементарность химического состава магнезиальных ультрабазитов щелочным эффузивам раннего кембрия и отсутствие эффузивных тел ультраосновного состава, которые можно было бы ожидать, учитывая малую глубину становления ультрабазитов.

Внедрения молодых – среднеордовикских – ультрабазитов характеризуются еще меньшими температурами, которые определяются присутствием олигоклазовых амфиболитов в их контакте. Температура формирования этих амфиболитов не более 600°, что соответствует температуре в 960° внедрявшихся пород. Эта температура ниже для возможности существования ультраосновного магматического расплава. Процесс родингитизации накладывается на уже брекчированные амфиболиты и связан с более поздними протрузивными перемещениями ультрабазитов. Родингиты имеют метасоматическую природу и, возможно, фиксируют время серпентинизации.

Выводы

I. В пределах Тектурмасского антиклинория отмечаются два этапа магматической деятельности: раннекембрийский и среднеордовикский. Развитие на первом этапе щелочных базальтов и более кислых эффузивных пород свидетельствует о заложении антиклинория на континентальной коре. Это подтверждается обнаружением восточнее горы Косдонгал олоков кварцитов предположительно протерозойского возраста (Бабичев и др., 1977). Второй этап характеризуется ассоциацией пород, имеющей настоящий офиолитовый облик. Излияния спили-

тов и толеитовых базальтов свидетельствует о вероятном существовании к этому времени меланократовой коры на территории Тектур-масского антиклинория. Два этапа магматизма позволяют предполагать два этапа растяжения в пределах антиклинория.

2. Габброиды и плагиограниты по времени образования, петрохимии, геохимии близки к эффузивным образованиям карамурунской и базарбайской свит и, вероятно, связаны с ними генетически. Этим хорошо объясняются две возрастные группы этих пород.

3. Ультрабазиты имеют активные контакты по отношению к вмещающим породам, но внедрение их происходило в виде разогретых твердых, либо частично расплавленных масс. Ассоциация их с эффузивными и интрузивными породами парагенетическая.

4. Ультрабазиты с момента их образования подвергались неоднократному тектоническому перемещению. Наиболее ранний этап этих перемещений фиксируется амфиболитами, возникшими по эффузивам карамурунской свиты в контакте с разогретыми телами ультрабазитов. далее протрузии происходили неоднократно, что подчеркивается нахождением галек серпентинитов и габоро в отложениях тектурмасской, зонгерской, джамбульской и др. свитах. Перемещения эти продолжались и после образования пород базарбайской свиты, что фиксируется брекчированием и родингитизацией контактовых амфиболитов и оудинажом дзек диорит-порфиритов ранне- и среднекаменноугольного возраста. Судя по отсутствию существенного перемещения блоков различных пород в серпентинитовом меланже, перемещение серпентинитов по отношению к эффузивно-осадочным толщам офиолитовой ассоциации было незначительным, по крайней мере в последние стадии протрузивного внедрения ультрабазитов.

Литература

Антоник Р.М. Стратиграфия и возраст вулканогенно-кремнистого комплекса северо-востока Центрального Казахстана. - В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозой и палеозой Казахстана, т. I. Алма-Ата, 1974.

Взбищев Е.А., Борисенок В.И., Великовская Э.М. и др. Раннегеосинклинальные кремнисто-терригенные и вулканогенные комплексы каледонского этапа развития Центрального Казахстана. - В кн.: Геология и полезные ископаемые центрального Казахстана. М., "Наука", 1977.

Борисенок В.И., Герасимова Н.А., Зайцев Ю.А. и др. Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных нижнепалеозойских

вулканогенно-кремнистых толщ Центрального Казахстана. - "Бюлл. МОИП. Отдел. геол.", 1979, т. 55, вып. 4.

Кузнецов И.Е. Каледонские магматические комплексы Тектур-масского антиклинория. - В сб.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Тез. докл. П. каз. петрограф. совещ. Алма-Ата, 1974.

Петрография Центрального Казахстана, т. 2. М., "Недра", 1971.

Трусова И.Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные породы Центрального Казахстана. - "Труды ИГиН АН СССР", 1948, сер. 27, вып. 92.

Хераскова Т.Н., Новикова М.З., Зардиашвили Н.И. Особенности состава раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Центрального Казахстана. - "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1979, № 6.

Ю.А. Зайцев

Мантийные гипербазитовые валы - особый тип геосинклинальных глубинных структур в палеозойских эвгеосинклиналях Казахстана

Рассмотрение роли и места гипербазитов в геосинклинальных системах имеет большое значение для понимания некоторых особенностей геосинклинального процесса, выявления связей глубинного мантийного и корового тектогенеза. Изучение тектоники гипербазитов приобретает особое значение в связи с идеями о существовании океанической догеосинклинальной стадии развития, океаническом основании - "дне" - типичных геосинклиналей (Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1972).

Офиолитовые геосинклинальные комплексы Центрального Казахстана уже давно привлекали к себе внимание. Со времени появления первых работ А.А. Богданова (1938) и Р.А. Борукаева (1955) офиолитовые комплексы традиционно рассматривались как типичные представители раннегеосинклинальных формаций, связанных с проявлениями начального - инициального - магматизма (Богданов, 1959). Отмечалась обычно тесная связь гипербазитовых комплексов с яшмовобазальтоидными толщами, возраст которых до последнего времени оценивался по-разному - от протерозоя до ордовика. Неблагополучное положение

в изучении стратиграфии и возраста офиолитовых базальто-яшмовых серий Казахстана было отмечено Казахстанским региональным стратиграфическим совещанием 1971 г. (Решения..., 1976).

Стратиграфическое положение раннепалеозойского офиолитового комплекса Центрального Казахстана уточнено в последние годы после детальных стратиграфических работ в ряде регионов и находок ископаемых органических остатков — беззамковых брахиопод, радиоларий и особенно трилоцитов и конодонтов (Антонюк, Тенякова, 1977; Герасимова, Дубинина, Зардиашвили, 1977; Горисенок и др., 1979 и др.). Стало ясным, что раннегеосинклинальные офиолитовые яшмово-базальтовые и яшмово-терригенные толщи в разных частях Центрального Казахстана имеют разный возраст в диапазоне от венда до среднего, а в ряде регионов и до позднего ордовика.

Массивы гипербазитов весьма широко распространены в палеозойских складчатых системах Казахстана. Начиная с довоенных работ И.Ф.Трусовой (1948), их образование объяснялось интрузивным внедрением ультраосновных магм в ядра антиклинорий и зоны глубинных разломов. И.Ф.Трусовой были отмечены все известные ныне гипербазитовые пояса. Также интрузивными рассматривали массивы гипербазитов до последнего времени Н.П.Михайлов (1962), Н.П.Михайлов и В.Н.Москалева (1972). Они противопоставили гипербазитовые пояса востока Центрального Казахстана, связанные с глубинными разломами внутри эвгеосинклинальных систем и заключенные среди базальтоидно-яшмовых формаций, гипербазитовым поясам запада Центрального Казахстана, приуроченным к глубинным разломам среди докембрийских метаморфических толщ вне эвгеосинклинальных зон. Массивы гипербазитов эвгеосинклинальных систем принадлежат главным образом габбро-перидотитовой интрузивной формации; массивы, заключенные среди метаморфических толщ, относятся к перидотит-пироксенитовой формации, отчасти к перидотит-пироксенит-норитовой формации первично расслоенных платформенных интрузий (Михайлов, Москалева, 1972).

По представлениям Р.М.Антонюка (1974), серпентинизированные ультраосновные породы, габбро и габбро-амфиболиты, обнажающиеся в ядрах Тектурмасского, Северо-Балхашского и других антиклинорий в эвгеосинклинальных зонах Центрального Казахстана, принадлежат океаническому базитовому фундаменту и подстилают базальтовые и яшмовые толщи. Р.М.Антонюк впервые отметил обломки серпентинитов и сопутствующих им габбро в осадочных и вулканических породах яшмово-

базальтовых серий в разрезах Тектурмасского и Северо-Балхашского антиклинориев. Также впервые для Казахстана им был отмечен тектонический серпентинитовый меланж и протрузивный характер внедрения гипербазитов.

Таким образом, определились два различных подхода к оценке роли и тектонического положения гипербазитов. Первый традиционный подход, развивавшийся И.Ф.Трусовой, Н.П.Михайловым и другими геологами, опирался на представления о существовании основных и ультраосновных магм мантийного происхождения, давших начало базальтовым вулканическим сериям и прорвавшим их массивам гипербазитов. Второй подход, связанный с известными представлениями А.В.Нейве, Н.А.Штрейса, А.Л.Книппера и ряда других геологов, предполагает существование под эвгеосинклинальными системами Центрального Казахстана океанической базитовой коры, внедренной впоследствии протрузивным путем в более молодые геосинклинальные комплексы (Антонюк, 1974; Беспалов, Шелепова, 1974). Возникшая проблема тектонического положения гипербазитов имеет принципиальное значение, затрагивает так или иначе широкий круг тектонических и историко-геологических вопросов, прямо касается проблем металлогении. Объемная реконструкция тектонической роли гипербазитов в развитии палеозойских геосинклиналей Казахстана также необходима в связи с попытками привлечения идей больших горизонтальных перемещений литосферных плит, попытками найти в гипербазитовых поясах зоны спрединга (Зоненшайн, 1974; Сейдалин, 1975).

Автор в процессе работы над тектоническими картами Казахстана, а также на материалах полевого изучения офиолитовых зон Центрального Казахстана, полученных в последние годы геологами Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ, пришел к выводам о существовании гипербазитовых поясов двух типов.¹⁾

Первый хорошо известный тип гипербазитовых поясов связан с крутыми и протяженными глубинными близвертикальными разломами, разделяющими блоки земной коры (рис. 1). Этот тип гипербазитовых поясов хорошо изучен геологическими и геофизическими методами. Гипербазитовые пояса этого типа располагаются в эвгеосинк-

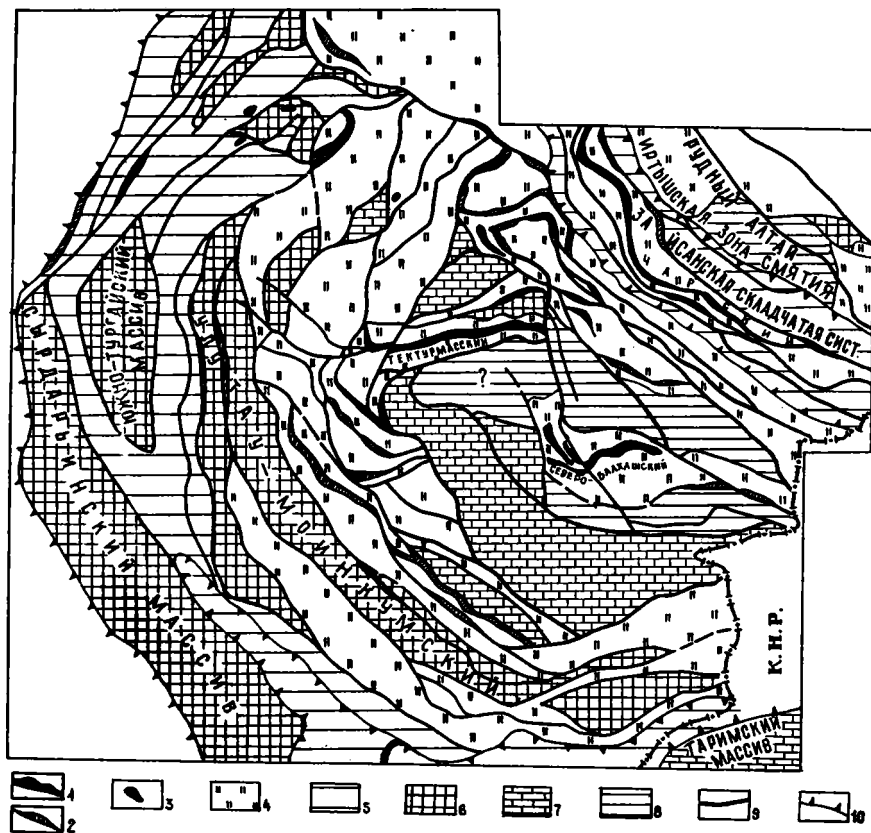
¹⁾ Основные выводы докладывались автором в 1976 г. на Ломоносовских чтениях МГУ и в 1977 г. на совместной научной сессии геологического факультета МГУ и Московского общества испытателей природы, посвященной 70-летию А.А.Богданова.

лиальных системах на границах поднятий и прогибов или в разломных ограничениях различных структурно-фациальных зон, но также и в амагматических геосинклинальных системах. Иногда пояса этого типа находятся целиком внутри гранитно-метаморфического докембрийского фундамента. Примером являются Западно- и Восточно-Улутауский пояса. Гипербазиты образуют здесь разных размеров, часто относительно небольшие, разобщенные массивы. Иногда с такими поясами сопряжены территориально и возможно генетически относительно крупные массивы первично-расслоенных интрузий, внедрившихся в древний фундамент (михайлов, Москалева, 1972). Судя по наличию активных интрузивных контактов и интенсивному тектоническому развильцеванию серпентинизированных гипербазитов, можно полагать, что их внедрение в поясах рассматриваемого типа происходило вначале интрузивным, а затем протрузивным путем.

Второй тип гипербазитовых поясов - протяженные линейные гипербазитовые валы, своеобразные мантийные диапиры, возникшие на месте глубинных раздвигов земной коры и уходящие в мантию. Гипербазитовые мантийные валы представляют собой особый тип глубинных геосинклинальных тектонических структур. В своем распространении они связаны только с эвгеосинклинальными системами; характерна ассоциация с типичными офиолитовыми комплексами. Гипербазитовые валы внутри эвгеосинклиналей всегда приурочены к ядрам четко выраженных линейных антиклинорий. Тектонотипами гипербазитовых валов являются Тектурмасский, Северо-Балхашский и Чарский валы Центрального и Восточного Казахстана.

Тектурмасский гипербазитовый вал

Тектурмасский вал приурочен к ядру одноименного антиклинория, сложенного офиолитовым комплексом кемория - среднего ордовика (рис. 2 на вкладке). К северу от него находится Нуринский синклиний, выполненный терригенными толщами силура и нижнего девона, к югу располагается Успенский синклиний, также сложенный терригенными толщами силура. Протяженность антиклинория около 300 км при ширине от 5 до 15 км. Его крылья срезаны продольными относительно крутыми ($60-70^{\circ}$) или вертикальными разломами. Выходы гипербазитов с перерывами прослеживаются на 250 км. На востоке значительная часть Тектурмасского антиклинория "съедена" позднепалеозойскими гранитоидами гигантского Калдырминского массива. Судя по имеющимся региональным геологическим и геофизическим данным, Тектурмасский гипербазитовый вал располагается в осевой



части эвгеосинклинального прогиба (см. рис. 2 на вклейке). Северное ограничение последнего совпадает с границей Иле-Карагорского остаточного массива и западное со Саянской системой горных разломов. По геофизическим данным можно предположить, что данная граница прогиба совпадала с разломами Успенской зоны (Шенникова, 1974).

Геологическое строение Тектурмасского эвтиклинария в течение 1971-76 гг. изучалось геологами ИГиГУ - Р.М.Антоновым, Ф.В.Долговым и Московского университета - Н.З.Новиковой, Т.Н.Херасковой, Н.И.Зардязавили, Н.А.Герасимовой, О.В.Масарским, габбро-перидотитовый комплекс - И.Е.Кузнецовым.

Последняя стратиграфическая схема (табл. I) разработана Н.З.Новиковой, Т.Н.Херасковой и Н.И.Зардязавили в процессе детального геологического картирования всей полосы выходов офиолитового комплекса Тектурмасского эвтиклинария (Борисенко и др., 1979). Главным отличием этой схемы от предыдущих является установление разновозрастности основных эффузивов, принадлежащих нижнему (?), верхнему кембрию, среднему ордовики и разделенных пачками и толщами терригенных, вулканогенно-обломочных пород и ян. Установлено присутствие грубообломочных пород в янине-среднекембрийской тектурмасской и верхнекембрийско-нижнеордовикских зонгарской и джамбульской свитах. В таблице I также показано соотношение стратифицированных толщ с гипербазитами, габброидами и плагиогрениитами.

В низах разреза эвгеосинклинального комплекса распознается

Рис. 1. Положение гипербазитовых поясов в палеозойских геосинклинальных складчатых системах Казахстана.

1 - мантийные гипербазитовые ядра; 2 - гипербазитовые пояса; связанные с глубинными разломами; 3 - расслоенные гипербазитовые массивы; 4 - эвгеосинклинальные зоны; 5 - хемизвгеосинклинальные амагматичные зоны; 6-8 - геовантиклинальные поднятия; 6 - сложенные метаморфическим докембрием типичных остаточных массивов и испытывавшие длительный размыв; 7 - характеризовавшиеся преимущественным карбонатным осадконакоплением; 8 - предполагаемые остаточные массивы, глубоко погруженные впоследствии в среднем и позднем палеозое; 9 - глубинные разломы; 10 - границы разновозрастных геосинклинальных складчатых систем

Таблица I

Стратиграфическая схема эвгеосинклинального комплекса Тектурмасского антиклинория по
 М.З.Новиковой, Т.Н.Херасковой, Н.И.Зардиашвили (1976г.) с изменениями автора, соотношение
 с интрузивными породами и гипербазитами.

Вероят- ный возраст:	Стратиграфические подразделения	Соотношения с габбро, плагиогранитами и гипербазитами	
Средний-поздний (?) ордовик	<u>Базарбайская свита.</u> Толеитовые базальты, яшмоиды, кремнистые алевролиты, песча- ники 450 м	галька габбро в гравели- тах	прорывается плагиогранитами и габбро, включает серпентинизи- рованные гипербазиты с габбро- выми оторочками, местами в виде габбровых брекчий. Прорвана серпентинитовым меланжем с глы- бами габброидов, яшм, базаль- тов, габбро-амфиболитов
	? <u>Джамбульская свита.</u> Зелено-се- рые неяснослоистые песчаники с большим количеством кварца, пачки яшм и яшмо-кварцитов 500 м		Пересекается зонами тектониче- ского серпентинитового меланжа вдоль отдельных разломов
Поздний кем- брий (?) - ранний ордовик	<u>Зонгарская свита.</u> Песчаники, алевролиты, конгломераты, крем- нистые туффиты, яшмы, базальты, трахидациты 700-800 м	в конгломератах валуны и галька базальтов карамурун- ской свиты, фтанитов, яшм, габбро, габбро-амфиболитов, плагиогранитов; по Р.М.Ан- тонюку - обломки серпенти- нитов в песчаниках	Прорывается массивами габбро, брекчированных габбро, неболь- шие протрузии серпентинизиро- ванных гипербазитов

Ранний-средний кембрий	Уртыжельская серия	<u>Тектурмасская свита.</u> Кремнистые туффиты, фтаниты, яшмы, туфы, трахиандезито-базальты, гравелиты, конгломераты 60-300 м	в конгломератах и гравелитах гальки и валуны габбро-диабазов, микро-габбро, базальтов, горнблендитов, плагиогранитов, диоритов, зерна хромита, по Ф.В.Долганю - обломки серпентинитов	интрузии габбро, в протрузиях - серпентинитовый тектонический меланж
		<u>Карамурунская свита.</u> Трахибазальты, яшмы, кремнистые туффиты, линзы известняков 600-1000 м	по Р.М.Антонюку в базальтах - обломки серпентинитов	интрузии габбро и плагиогранитов, серпентинитовые тела с габбро-амфиболитовыми оторочками. В протрузиях - тектонический серпентинитовый меланж с глыбами яшм, базальтов, габбро, габбро-амфиболитов, плагиогранитов
		<u>Краснополянская толща.</u> Кварцито-песчаники, серпичито-кварцевые сланцы, базальты 200-300 м		

Ранний кембрий (?)

карамурунская свита уртинкальской серии (Богданов, 1939; Антоник, 1974), состоящая из черных базальтов (трахиобазальтов) с прослоями красных ям, кремнистых туффов, туфопелитов, редко - известняков и граувакковых песчаников. Среди базальтоидов Р.М.Антоник описывает субвулканические тела анорито-дацитового состава. Мощность толщи 600-1000 м. К северу от пос. Красная Поляна под базальтами карамурунской свиты лежит толща кварцевых песчаников, серпентинитов-кварцевых сланцев, заключившая потоки (или сланцы) базальтов. Что находится ниже краснополянских толщ неизвестно. Не исключено (?), что под ней могут располагаться базальтоидные толщи впадины и рифа, хотя пока никаких доказательств их существования нет. Р.М.Антоник (1974) в базальтоидах отмечает обломки серпентинитов. Возраст карамурунской свиты условно принимается раннелаврийским. ¹⁾

Тектурмасская свита, состоящая из кремнистых пород - ям, кремнистых туффов, фланитов, в низях разреза содержит трахидациты, трахидацит-базальты, гравелиты и конгломераты. Её мощность от 60 до 300 м. В обломках конгломератов присутствуют гальки кремнистых пород, валуны и крупные гальки базальтоидов, а также габбро, горнбляндитов, диоритов и плагиогранитов, прорывающих карамурунскую свиту. Это даёт основание считать, что тектурмасская свита в отдельных участках Тектурмасского антиклинария, в частности в горах Сарытау, залегает несогласно, а в отдельных моментах её накопления существовали островные или подводные поднятия с расчленением тектоническим рельефом, подвергавшиеся размыву. Развивались не только базальтоиды, но и сформировавшиеся к тому времени интрузивные массивы габброидов и плагиогранитов, а возможно и тектонический режим.

Западный свиты, подстилающая разрез уртинкальской серии, имеет сложное строение и состоит из вулкаников (снимитов, трахидацитов, туфов кислого состава), кремнистых туффов, осадочных терригенных пород, редко фланитов. Конгломераты, присутствующие в низях и середине разреза свиты, содержат гальки кремнистых пород (преобладает), гальки и валуны базальтоидов карамурунской свиты, габбро-, плагиогранитов. Р.М.Антоник (1974) указывает также об-

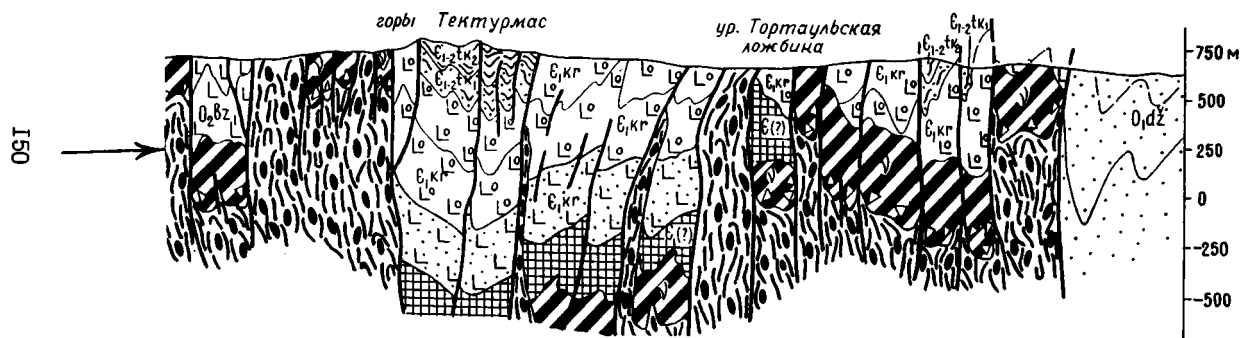
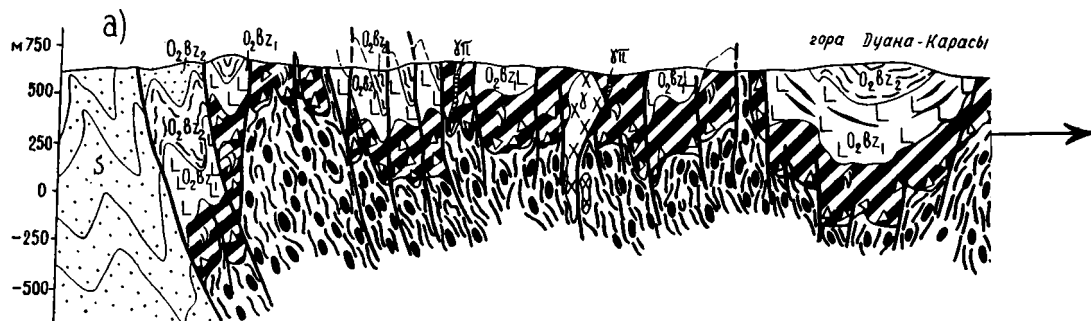
¹⁾ Подробное обоснование возраста свит см. в работе В.И.Борисова, Н.А.Параскиной и др. (1979).

ломки серпентинитов¹⁾! Максимальная мощность зонгарской свиты на северном крыле Тектурмасского антиклинория, на северо-западе гор Сарытау и западнее в горах Шатан и Аркалык, составляет 550-600 м. Судить о ее изменении не представляется возможным ввиду неполноты разрезов в центральных частях антиклинория. Тем не менее можно утверждать, что в период накопления зонгарской свиты происходил интенсивный разрыв островных гряд в центральных частях Тектурмасского антиклинория. Здесь размывались яшмоиды тектурмасской свиты, базальтоиды карамурунской и прорывавшие их интрузии габбро и плагиогранитов; в отдельных участках, вероятно, происходил разрыв серпентинитов. В эпоху накопления зонгарской свиты продолжали существовать источники сноса обломочного материала, наметившиеся во время образования тектурмасской свиты. Джембульская свита на южном крыле антиклинория залегает несогласно на эффузивах карамурунской. Она сложена граувакковыми серыми нечеткостойстыми песчаниками с большим количеством кварца. Среди песчаников находятся выдержанные пачки яшм, мощностью от 2-3 до 20-25 м. Джембульская свита принадлежит к верхам кембрия (?) - тремадоку. Во время ее накопления центральная часть Тектурмасского антиклинория представляла собой поднятие, о чем свидетельствует указанное выше несогласное наложение свиты.

Базарбайская свита, состоящая, по данным Т.Н.Херасковой и М.З.Новиковой, внизу из спилитов и толеитовых базальтов с редкими прослоями красных яшм, а сверху - вишневых и бурых яшм, глинистых яшм, туффилов и туфопесчаников, имеет мощность около 450 м. От тектурмасской и карамурунской свит она отделена широкой (2-3 км) и протяженной полосой серпентинитов и крупным разломом, прорвана массивами габбро, плагиогранитов и диоритов.

Структура Тектурмасского антиклинория весьма сложна. Восток-северо-восточными продольными разрывами ядро антиклинория разделено на серию крупных и мелких линз шириной от 1 до 5 км. Складки устанавливаются при картировании отдельных маркирующих пачек и слоев яшм, а также других осадочных пород. Морфология складок весьма различна - часто встречаются относительно простые линейные складки, в отдельных случаях брахискладки (рис. 3). Узкие сжатые линейные складки, иногда с запрокинутыми крыльями, обычно сочетаются с крупными продольными разломами. Во многих случаях удается

¹⁾ Р.М.Антонюк не выделял зонгарскую свиту, относил эти толщи частично к тектурмасской свите.



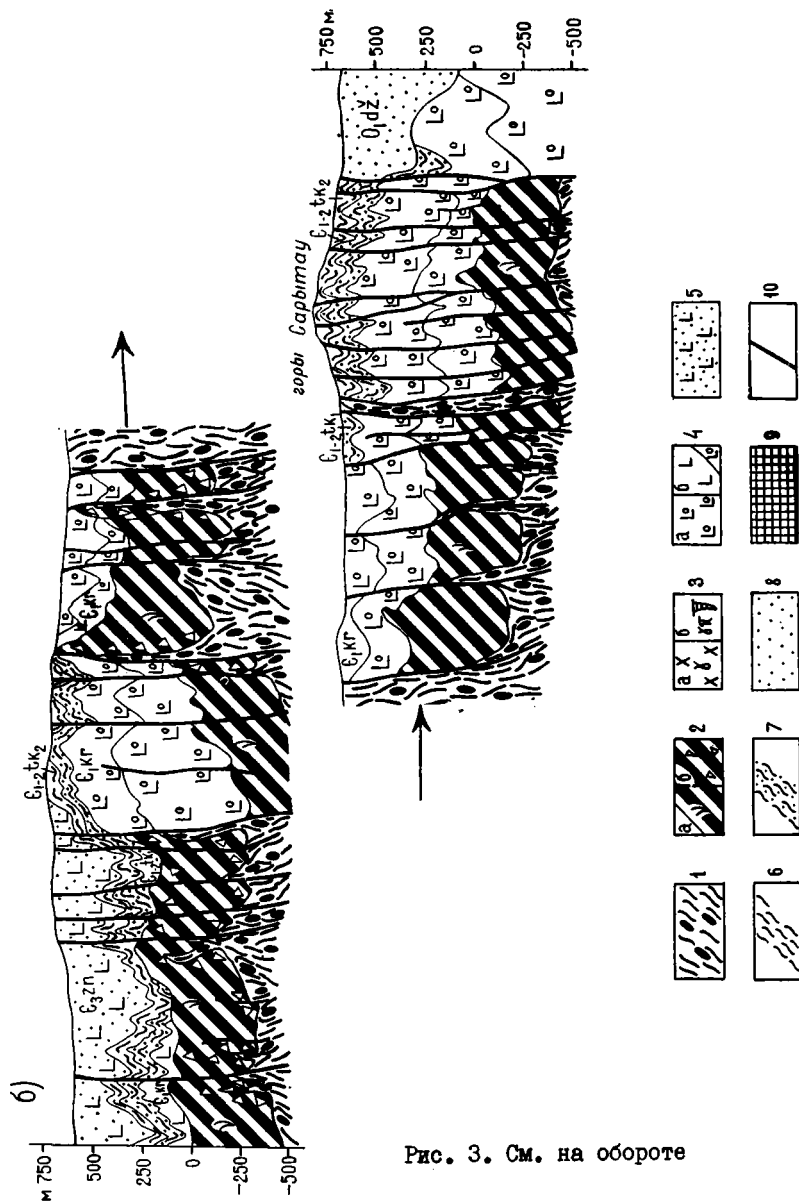


Рис. 3. См. на обороте

реконструировать лишь части складок, тогда как другие их части - замыкания, крылья - срезаются продольными и диагональными сбросами, взбросо-сдвигами. Мелкая, местами очень сложная складчатость, развитая в яшмах и фтанитах, обычно дисгармонична, проявлена только в пластах кремнистых пород и не распространяется в толщи эффузивов, песчаников и других пород. Простираения складок совпадают в целом с общей вытянутостью Тектурмасского антиклинория. Лишь в западной части антиклинория (к северу от гор Шатан) и в его центральной части, на участке между Тортаульской ложбиной и горой Найда, складки приобретают северо-северо-восточные близмеридиональные простираения.

Широкое распространение серпентинитового тектонического меланжа, габброидов предопределяет их большое значение в формировании структуры Тектурмасского антиклинория. Наибольший интерес для установления внутреннего строения тел гипербазитов, выяснения их структурного положения имеет участок гор Сарытау и Тектурмас, изученный М.З.Новиковой, Т.Н.Херасковой, О.В.Минервиным, Н.А.Герасимовой, И.Е.Кузнецовым в 1972-1976 гг. И.Е.Кузнецовым были выполнены петрологические исследования габбро-перидотитового комплекса (см. статью в настоящем сборнике).

Серпентиниты, образовавшиеся главным образом по перидотитам, а по И.Е.Кузнецову, такие зюнгарибургитовые серпентиниты составляют 95%, образуют различные по размерам и форме тела. Наиболее

Рис. 3. Геологические разрезы участков гор Тектурмас - разв.Вазарбай (а) и гор Сарытау (б).

1 - тектонический серпентинитовый меланж; 2 - интрузии габброидов (а), брекчированные габбро (б); 3 - плагиограниты, кварцевые диориты (а), плагиогранит-порфиры (УП); 4 - базальтоиды, щелочные базальты (а), толеитовые слабо дифференцированные базальты (б), местами с горизонтами яшм; 5 - преимущественно туфы базальтов; 6 - яшмы; 7 - кремнисто-терригенные породы; 8 - терригенные толщи; 9 - кварцито-песчаники и слюдяно-кварцевые сланцы краснополянской толщи; 10 - разломы. Индексами обозначены: силур (s), нижняя и верхняя пачки базарбайской свиты ($O_2ba_{1,2}$), джамбульская свита (O_1dz); зюнгарская свита (e_{3zn}), нижняя и верхняя пачка тектурмасской свиты ($e_{1-2tk_{1,2}}$), карамурунская свита (e_{1kr}), краснополянская толща ($e?$)

крупное тело серпентинитов прослеживается по северному склону гряды Тектурмас вдоль Тектурмасского разлома примерно на 20 км при ширине в 2-3 км. К северу от этого разлома тела гипербазитов и габбро расположены среди базарбайской свиты; к югу от гряды Тектурмас - в карамурунской, тектурмасской и зонгерской свитах. Положение небольших по размерам тел гипербазитов подчинено разрывным нарушениям различных направлений. Часть гипербазитов ассоциирует с массивами габбро, имеющими несомненно интрузивное происхождение. Форма малых массивов серпентинитов неправильная, часто линзовидная. Повсеместно серпентиниты тектонизированы, развельцованы, превращены в тектонический меланж, включающий в большом количестве глыбы и тектонические блоки брекчированных габбро, габбро-диабазов, габбро-амфиболитов, глыбы яшм, базальтов, режетуфов и плагиогранитов. Наиболее разнообразен состав обломков в гипербазитах среди карамурунской и тектурмасской свит. Обломки и глыбы габбро встречаются повсеместно во всех телах. В северной полосе массивов среди базарбайской свиты в тектоническом меланже в виде глыб и блоков присутствуют только брекчированные габбро, габбро-диабазы и габбро-амфиболиты. В зонах рассланцевания среди тектонического меланжа И.Е.Кузнецовым отмечены глаукофановые сланцы.

Широкое распространение тел гипербазитов в различных элементах структуры, многочисленные инъекции в яшмово-базальтовые толщи позволяют предполагать, что на глубине в пределах Тектурмасского антиклинория гипербазиты воссоединяются в единое протяженное тело (см. рис. 3). Его наиболее высоко поднятая часть, протяженностью в 35 км и шириной в 8-12 км, находится на участке между горами Карамурун и Кенеспай. К западу, уже в районе гор Сарытау, массивов гипербазитов много меньше и сами массивы становятся мельче. Такие же изменения происходят и в восточном направлении. Предположение о слиянии всех гипербазитовых массивов в единое гипербазитовое валлообразное тело на глубине пока не может быть проверено геофизическими данными, - проведенные региональные геофизические исследования для разрешения этого вопроса оказываются недостаточными. Плотность серпентинизированных перидотитов весьма невелика (2,53-2,63 г/см³). Базальтоиды карамурунской и базарбайской свит, различные габбро обладают весьма изменчивой плотностью. Четких гравитационных аномалий, связанных с гипербазитами нет.

Возможно они могут быть выражены отрицательными аномалиями (Тектоническое строение..., 1975).

Изучение внутреннего строения габбро-перидотитовых массивов имеет определяющее значение для реконструкций способа транспортировки гипербазитового и базитового вещества к поверхности. И.Ф. Трусова (1948) и позже Н.П. Михайлов (1962), Н.П. Михайлов и В.Н. Москалева (1972) рассматривали гипербазитовые тела как интрузии. При этом И.Ф. Трусова отмечала отсутствие ясных интрузивных контактов. Габбро-амфиболиты и амфиболиты метасоматического происхождения, развитые по периферии многих гипербазитовых тел, Н.П. Михайлов рассматривал как доказательства интрузивного происхождения внедрения перидотитов. И.Е. Кузнецов подтвердил некоторые заключения И.Ф. Трусовой и Н.П. Михайлова, но вместе с тем пришел и к иным важным выводам.

1. Серпентиниты образовались главным образом по гарпбургитам (95% площади массивов), незначительная часть их возникла по дунитам. Исходные ультрабазиты обладали слабой дифференциацией.

2. Серпентиниты повсеместно тектонизированы и образуют типичный серпентинитовый меланж. Серпентинитовые брекчии включают отдельные обломки, глыбы и блоки (размером до 200-300 м в длину) брекчированных габбро, микро-габбро, габбро-диабазов, габбро-амфиболитов, амфиболитов, присутствующих повсеместно. Спорадически встречаются блоки и глыбы плагиогранитов, базальтов, яшм, песчаников, жильных пород, родингитов, обломки хромитов. Для серпентинитовой массы меланжа характерно вертикальное или крутонаклонное (до 60°) развальцевание, такие же крутые наклоны линейности. Вмещающие породы, особенно габбро и амфиболиты, на контакте с серпентинитами в большинстве случаев брекчированы. Контакты серпентинитов, в том числе с амфиболитами обычно сорваны.

3. Амфиболиты распространены вдоль контактов базальтоидов и гипербазитов, возникли за счет базальтоидов. Они имеют безусловно контактово-метасоматическое происхождение. Полосчатость в амфиболитах параллельна контакту серпентинитов. В амфиболитах И.Е. Кузнецовым прослежены реликты пластов кварцитов (бывших яшм), окварцованных песчаников, мраморов. На контактах с серпентинитами по амфиболитам развиты родингиты. Амфиболиты в удалении от серпентинитов нигде не образуются. Пироксеновые амфиболиты возникли в контактовых зонах первичных гипербазитов до образования протрузий серпентинитов. С протрузиями горячих серпентинитов связана

амфиболизация пироксеновых амфиболитов и их родингитизация. Внедрение первичных гипербазитов происходило в земную кору в виде разогретых твердых блоков или в виде кашеобразной массы с температурой 950-1000°.

4. Активные интрузивные контакты имеют офитовые габбро, габбро-диабазы и диабазы, образующие согласные тела, сформированные на сравнительно небольших глубинах. Отмечены перекристаллизация и переход офитовых габбро в амфиболизированные габбро и габбро-амфиболиты. Плаггиограниты и связанные с ними кварцевые диориты, дайки плаггиогранит-порфиров являются наиболее поздними магматическими проявлениями, образуют небольшие массивы и тела с отчетливыми интрузивными контактами. Габброиды и плаггиограниты по времени образования близки эффузивам карамурунской и базарбайской свит и возможно связаны с ними генетически.^{I)}

Узловым вопросом для понимания соотношения гипербазитов с магматическими сериями на ранних стадиях развития эвгеосинклиналей является проблема соотношения габброидов и гипербазитов. К изложенным выше выводам И.Е.Кузнецова необходимы некоторые дополнения. В северной части ядра Тектурмасского антиклинория, сложенной базарбайской и зонгарской свитами, распространены многочисленные массивы габбро. Большая их часть образована брекчированными габбро и отчасти габбровыми брекчиями, среди которых отмечаются большие или меньшие по площади выходы серпентинитов. Массивы брекчированных габбро и габбро-диабазов известны в окрестностях развалин Базарбай, на северо-западном склоне гор Сарытау, в горах Аркалык (см. рис. 3). В этой полосе устанавливаются различные типы габбровых массивов - от сохранивших свое внутреннее строение и сложенных офитовыми габбро, габбро-диабазами, микро-габбро, интрузивными диабазми до массивов брекчированных габбро и габбровых брекчий. Учитывая присутствие небольших тел серпентинитов среди брекчированных габбро, а также повсеместную брекчированность обломков габбро среди тектонического меланжа, с полным основанием можно предполагать, что массивы габбровых брекчий снизу должны подпираться серпентинизированными гипербазитами, а сами габбровые брекчии представляют собой начальную стадию образования серпентинитового меланжа.

I) Подробнее о строении гипербазитов Тектурмасского антиклинория см. в статье И.Е.Кузнецова в настоящем сборнике.

В сохранивших свою первоначальную структуру массивах габбро, как это отмечено И.Е.Кузнецовым для участка развалин Базарбай, устанавливаются интрузивные контакты, взаимопереходы различных разновидностей габбро и диабазов. В массивах, тектонизированных в большей степени, реликты первичных контактов сохраняются крайне редко, блоки габбро начинают разделяться серпентинитами, доля последних постепенно увеличивается и происходит переход в обычный серпентинитовый меланж. Подавляющая часть массивов габбро, во всяком случае все крупные массивы, тектонизированы и сложены брекчированными габбро. Обращает на себя внимание структурное положение массивов габбро в поднятых тектонических олоках и ядрах антиклиналей (см.рис. 3). Сумма всех указанных соотношений заставляет высказывать предположение о том, что габбровые тела в разрезе представляют собой сравнительно тонкие (десятки - первые сотни метров) приспособившиеся к складчатой структуре и разрывам тела, внизу подстилаемые серпентинизированными гипербазитами.

Каковы бы ни были петрологические выводы о природе амфиболитов и габбро-амфиболитов, на многих примерах видно их положение между базальтоидами карамурунской или базарбайской свит, телами габбро сверху и серпентинизированными гипербазитами, расположенными снизу. Эти соотношения местами сохранились, но в большинстве случаев "габбровые корки" были полностью разрушены в результате последующих неоднократных перемещений пластичного вещества серпентинитов в тектоническом меланже.

Соотношения габбро и гипербазитов со стратифицированными базальтоидно-яшмовыми и яшмово-тефригенными раннегеосинклинальными формациями представляются следующими. Габбро, плагиограниты и перидотиты прорывают карамурунскую свиту. С самого начала внедрения гипербазиты претерпевают серпентинизацию, и их обломки в виде ксенолитов попадают в базальтоиды карамурунской свиты. К моменту накопления тектурмассовой свиты габброиды, плагиограниты и уже серпентинизированные гипербазиты начинают размываться в осевой части антиклинория, где выступавший на поверхность серпентинитовый меланж скорее всего подвергся интенсивному размыву - гальки всех перечисленных выше пород известны в конгломератах тектурмассовой свиты. Этот размыв продолжался и во время накопления зонгарской свиты, о чем также свидетельствуют гальки пород офиолитового комплекса. В это время размывалась также и яшмовая тектурмасская свита. Размыв происходил и во время накопления джамбульской свиты в раннем ордовике (см. табл. I). Внедрения габбро и перидотитов по-

вторно имели место в среднем ордовике после излияний толеитовых базальтов базарбайской свиты. Интрузии - габбро, габбро-диабазов, плагиогранитов прорывают базарбайскую свиту. Гипербазиты непосредственно вслед или одновременно с внедрением габброидов испытывают серпентинизацию, тектонизируются и образуют серпентинитовый меланж. Таким образом, габбро, плагиограниты и гипербазиты внедряются дважды - в раннем кембрии и вероятно в среднем ордовике. Формирование тектонического серпентинитового меланжа в пределах Тектурмасского геоантиклинального поднятия продолжается непрерывно в течение всей ранней стадии развития эвгеосинклинали.

Некоторые соображения могут быть высказаны относительно глубинного строения Тектурмасского антиклинория и его непосредственного обрамления. Для Тектурмасского антиклинория характерна несколько повышенная региональная гравитационная аномалия, охватывающая не только сам антиклинорий, но также прилежащие Нуринский и отчасти Успенский синклинорий. Интенсивность аномалий на востоке антиклинория меньшая, на западе - большая. На западе рассматриваемая аномалия следует в пределы Атасуйского антиклинория (Тектоническое строение..., 1975). По данным ГСЗ, под Тектурмасским антиклинорием, северным крылом Успенского синклинория и Нуринским синклинорием поверхность М постепенно погружается с севера на юг от 45 до 50 км.

По расчетам Т.Н.Шелеповой, под Тектурмасским антиклинорием и его обрамлением - Нуринским и северным крылом Успенского синклинория, отсутствует гранит-метаморфический геофизический слой, и земная кора на всю ее мощность под осадочным слоем сложена породами со свойствами базальтового слоя (Беспалов, Шелепова, 1974; Шелепова, 1974). Отсутствие четко выраженных положительных аномалий, малая плотность серпентинизированных пород позволяют предполагать, что серпентинизация распространяется на большую глубину. В противном случае, несерпентинизированные породы - перидотиты, дуниты - должны были бы вызвать большие положительные гравитационные аномалии. По данным Т.Н.Шелеповой, под Нуринским и Успенским синклинориями также нет "гранитного" геофизического слоя (см. рис. 2). Можно предполагать, что под осадочными толщами девона, силура и верхнего ордовика на глубинах не менее 12-15 км любые породы, даже гранито-гнейсовые и метаморфические комплексы докембрия, должны были бы приобрести свойства пород "базальтового" слоя. Как бы то ни было, строение земной коры в пределах Тектурмасского антиклинория и его непосредственного обрамления

отличается от соседних участков, что свидетельствует об особенностях его развития. Наличие тел серпентинитов больших объёмов заставляет предполагать их прямую связь с мантией непосредственно под Тектурмасским антиклинорием — своеобразный мантийный выступ в виде длительно формировавшегося гипербазитового вала.

После рассмотрения строения Тектурмасского антиклинория, положения гипербазитов и глубинного строения становится возможной реконструкция истории развития Тектурмасской геосинклинали и эволюции одноименного гипербазитового мантийного вала.

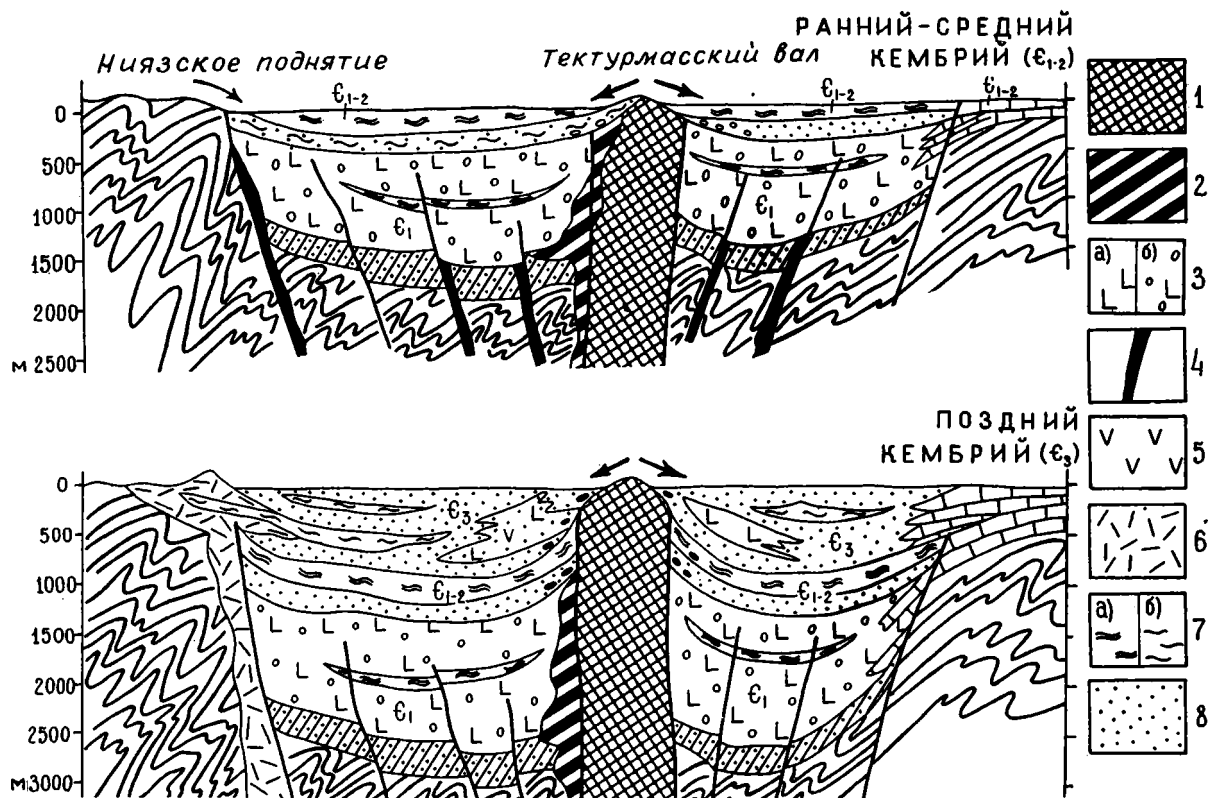
Тектурмасская эвгеосинклиналь возникает с начала кембрия — времени массовых излияний щелочных базальтов карамурунской свиты. Следует полагать, что щелочные базальты формировались в условиях растяжения земной коры и ее вероятного частичного раздвига шириной не более 10 км. До этого времени на месте будущей эвгеосинклинали скорее всего существовала докембрийская (континентальная) кора, такая же, как известна севернее в пределах Ишкеольмесского и Ерементау-Ниязского антиклинория, а также южнее в выступе Актау-Моинтинского антиклинория. Об этом свидетельствуют тектонические блоки кварцито-песчаников в ядре Тектурмасского антиклинория, вынесенные тектоническим меланжем (два крупных блока в горах Косдонгэл и кварцевые песчаники в 1,5 км севернее пос. Красная Поляна). Если краснополянская толща согласно подстилает базальты карамурунской свиты и принадлежит кембрию (или верхам протерозоя), то реконструируемая обстановка перед накоплением вулканитов мало чем отличалась от указанной выше. В этом случае следует допускать существование мелководных бассейнов, куда поступал обломочный материал с размывавшихся неподалеку континентальных блоков. Но как бы то ни было, начало накопления эвгеосинклинальных базальтоидов должно было ознаменоваться резким изменением тектонического режима, скорее всего, разрушением, опусканием и частичным раздвигом существовавшей до того сиалической земной коры.

Вероятно, раздробление и опускание блоков земной коры, сопутствующий базальтовый магматизм захватили широкую полосу от Спасского глубинного разлома до Успенской зоны смятия, то есть ее общая ширина была не менее 60–75 км. Несомненный раздвиг возник в центральной части эвгеосинклинали вдоль тектурмасских разломов. Направление раздвигового смещения близмеридионально; масштаб его порядка 5–10 км. Вслед за разрушением или одновременно с разрушением земной коры начинается ее рубцевание — вначале происходят

мощные излияния щелочных базальтов (1000 м), затем, а может быть одновременно, внедрение мантийного гипербазитового вещества (рис. 4).

В апикальной части поднимавшегося к поверхности гипербазитового вала сосредотачивались выплевки основных магм, давших начало щелочным базальтоидам и габброидным интрузиям. Более кислые дифференциаты из отдельных магматических камер внедрялись в толщу базальтов, образуя малые массивы плагиогранитов, кварцевых диоритов, дайки плагиогранит-порфиров. На контактах полустывших перидотитов образуются пироксеновые амфиболиты и габбро-амфиболиты. Происходит зарождение тектонического серпентинитового меланжа в связи с серпентинизацией и одновременной тектонизацией гипербазитов. С этого момента тектонизированные и серпентинизированные гипербазиты постоянно испытывают подъём, происходит их протрузивное внедрение в верхние части земной коры вплоть до осадочной оболочки, образуются размывающиеся выступы тектонического меланжа в пределах растущих при этом геосинклинальных поднятиях. С момента накопления пород тектурмасской свиты мантийный гипербазитовый вал проявлял себя как устойчивое геосинклинальное поднятие, служившее источником сноса местного обломочного материала (терригенные и эвафогенные отложения).

Очевидно, зоны серпентинитового меланжа достигали поверхности — серпентиниты и захваченные ими глыбы и обломки интенсивно размывались и перерабатывались. Только этим можно объяснить насыщение тектурмасской и зонгарской свит конгломератами с гальками и крупными обломками пород офиолитового комплекса. В отдельные моменты геологической истории Тектурмасское геосинклинальное поднятие представляло собой область подводного размыва древних толщ и выступов тектонического меланжа. Несомненно существовала заметная тектоническая дифференциация Тектурмасского геосинклинального поднятия на частные поднятия и небольшие прогибы, о чем свидетельствуют закономерные изменения мощностей отложений, в частности яшм, спорадическое появление в разрезах грубого обломочного материала, установленные Т.Н.Херасковой признаки суспензионных мутьевых потоков, свидетельствующие о местных источниках сноса обломочного материала. Намеченная Т.Н.Херасковой и М.З.Новиковой фациальная зональность для времени накопления тектурмасской и зонгарской свит в пределах Тектурмасского поднятия несколько косо располагается к общему простиранию антиклинория. Вероятно поднятие не было единым.



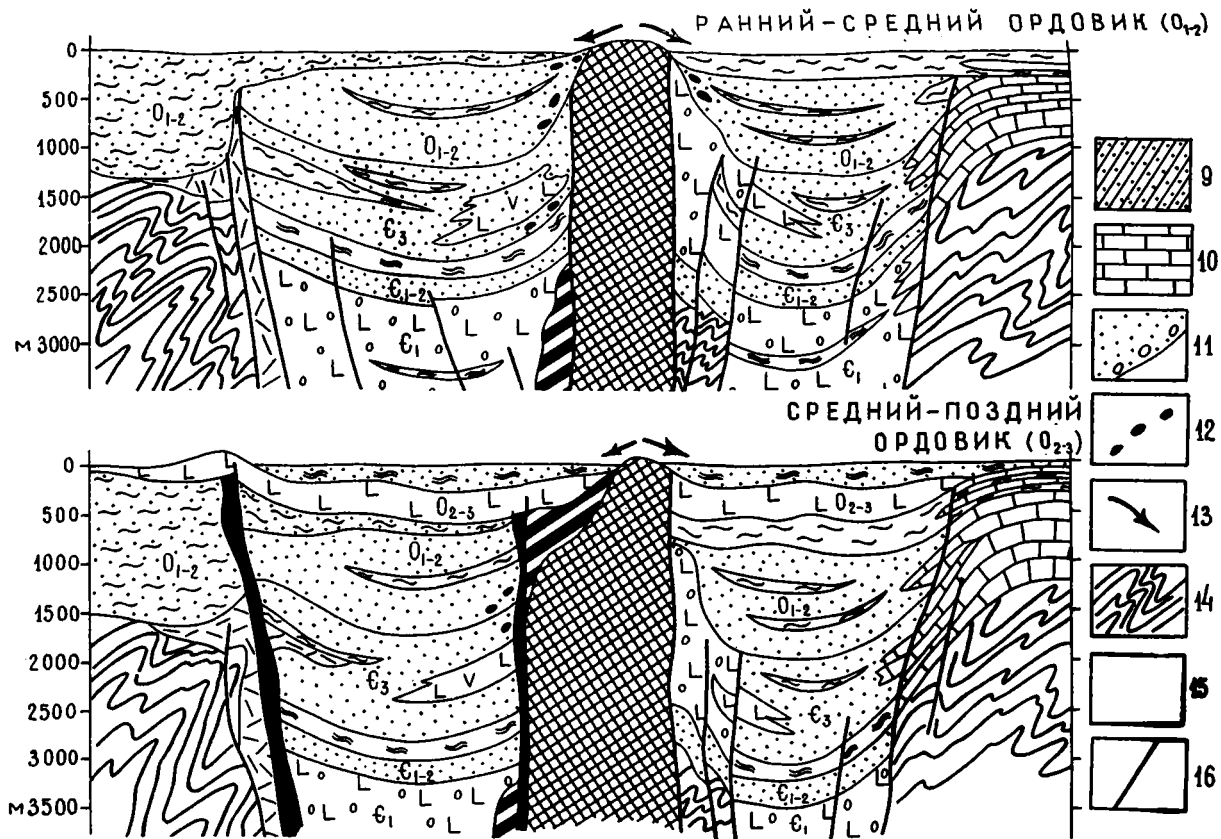


Рис.4 См. на обороте

В эпоху накопления зонгерской свиты продолжается заметно ослабленный базальтовый вулканизм. В раннем ордовике, во время образования джамбульской и карашошакской свит, Тектурмасское геантиклинальное поднятие несомненно существовало — размывались породы офиолитового комплекса, яшмоиды. В эпоху накопления указанных существенно граувакковых толщ начинается интенсивное развитие Нуринского и Успенского прогибов, соседствующих с Тектурмасской геантиклиналью и, вероятно, игравших роль компенсационных впадин.

В среднеордовикскую эпоху происходит повторный раздвиг земной коры вдоль северного склона Тектурмасского поднятия (см. рис. 4). Признаки этого раздвиг в виде широкой зоны внедрившихся гипербазитовых масс устанавливаются в Базербайском блоке Тектурмасского антиклинория, а также западнее вдоль северного крыла Атасуйского антиклинория на участке к северу от гор Айгыржал в виде Сатыбайской зоны тектонического меланжа. Масштабы раздвиг сопоставимы с предшествующим раздвигом раннего кембрия; раздвиговое смещение в меридиональном направлении, вероятно, составляло не более 5–10 км. Зона раздвиг земной коры в среднем ордовике продвигается на запад в пределы Атасуйского антиклинория на 50–60 км.

Точно также, как это было в раннем кембрии, вслед за раздвигом тотчас происходят излияния базальтоидов (базербайская и сатыбайская свиты — соответственно Тектурмасского и Атасуйского антиклинориев), подъём мантийного магматического расплава, его дифференциация, отделение основных магм и внедрение габброидов, сер-

Рис. 4. Начальные стадии развития Тектурмасского мантийного вала.

I — гипербазиты мантийного вала; 2 — габброиды; 3 — базальтоиды: толеитовые (а), щелочные (б); 4 — подводющие каналы излияний базальтоидов; 5 — андезиты, андезито-дациты; 6 — липариты; 7 — кремнистые породы: яшмы (а), фтэниты и кремнистые сланцы (б); 8 — граувакковые, полимиктовые песчаники, кремнеобломочные породы; 9 — кварцевые песчаники, кварцевые алевриты, слюдяно-кварцевые сланцы; 10 — карбонатные породы; 11 — валунные, галечные конгломераты, песчаники; 12 — грубообломочные отложения — продукты перемыве пород растущего мантийного вала; 14 — направление сноса обломочного материала; 15 — докембрийский (допозднерифейский) метаморфический фундамент; 16 — важнейшие разрывные нарушения

пентинизация гипербазитов и образование тектонического серпентинитового меланжа. Очевидно, вторжение мантийного вещества происходило не только в узкую зону раздвига, но также и в тело ранее образовавшегося гипербазитового вала. Об этом свидетельствуют массивы габбро и габбро-диабазовых брекчий по северному крылу Тектурмасского антиклинория, на северо-западном склоне гор Сарытау, в окрестностях гор Аркалык и других местах, внедрившиеся в позднекембрийско-раннеордовикскую зонгерскую свиту.

С этого времени Тектурмасский гипербазитовый вал представляет собой единое интрагеоантиклинальное поднятие, развивающееся далее в позднем ордовике, силуре и раннем девоне, непрерывно поставившее обломочный материал в рядом существовавшие Нуринский и Успенский вторичные дочерние геосинклинальные прогибы. Мантийный материал путем протрузивного внедрения серпентинитового тектонического меланжа в течение длительного времени поступал непосредственно на поверхность и подвергался размыву. Таким образом, формирование Тектурмасского гипербазитового вала — длительный процесс, происходивший на протяжении всего геосинклинального этапа с момента заложения Тектурмасского эвгеосинклинального прогиба до полного замыкания геосинклинали в результате тельбесской среднедевонской складчатости. Геоантиклинальное поднятие над Тектурмасским гипербазитовым валом развивалось также в позднем девоне и раннем карбоне вплоть до саурской складчатости, на что указывают локальное отсутствие здесь фаменских отложений, сокращение мощностей красноцветных верхнедевонских, по-видимому франских толщ, а также существенно карбонатных каменноугольных отложений.

Если на начальных стадиях формирования Тектурмасского вала на больших глубинах в мантии и нижних частях земной коры процесс перемещения гипербазитов, вероятно, был интрузивным в виде магматического расплава, то впоследствии по мере продвижения вверх, отдачи тепла и кристаллизации перидотитовой магмы, последующей серпентинизации и тектонизации перидотитов он становился протрузивным.

Базальтовый вулканизм и интрузивно-протрузивное внедрение гипербазитов, сопряженные во времени, парагенетически связанные процессы. Вероятны две эпохи раздвигов, сопровождавшиеся интенсивным базальтовым вулканизмом: первая в раннем кембрии — щелочных базальтов, вторая в среднем и в позднем (?) ордовике — толе-

итовых базальтов. В эпоху между массовыми излияниями — в среднем и позднем кембрии, раннем ордовике — вулканизм подавлен, его масштабы относительно невелики. По-видимому, это связано с затрудненностью транспорта магматических расплавов к поверхности, не исключено их внедрение из промежуточных магматических очагов (Хераскова и др., 1979). Следует предполагать, что характер базальтового магматизма в первую очередь зависел от степени проницаемости земной коры для магматических расплавов.

Гипербазитовые валы Северо-Балхашского антиклинория

Офиолитовая эвгеосинклинальная нижнепалеозойская серия, а также более молодые среднепалеозойские толщи Северо-Балхашского антиклинория, в разные годы изучались Р.М.Антонюком (1971), В.Я.Комжиным (1971), Н.А.Афоничевым (1971), В.Ф.Беспаловым, Н.А.Пупышевым и др. (1971), И.Ф.Никитиным, С.М.Бандалетовым и другими геологами. Гипербазиты наиболее подробно были описаны Н.П.Михайловым (1962). В последние годы геологическое строение Северо-Балхашского антиклинория, в том числе офиолитовый комплекс и гипербазитовые массивы, изучены В.А.Белым и Е.И.Паталахой (Белый, 1976, 1978; Паталаха, Белый, 1977). Независимо от выводов авторов данной статьи, В.А.Белый и Е.И.Паталаха на примерах Северного Прибалхашья пришли к заключению о постепенном росте гипербазитовых массивов, их протрузивном внедрении и связи с длительно развивавшимися геосинклинальными поднятиями.

Одной из особенностей структуры Северо-Балхашского антиклинория является его резкий изгиб от широтного до северо-западного простирания, происходящий у близмеридионального Центрально-Казхстанского сдвига. В восточной части антиклинория находится Чулькызыл-Тюлькуламский гипербазитовый вал, вытянутый в близширотном направлении. В западной части Северо-Балхашского антиклинория расположены Итмурундинский, Тиретайский и Шинтасский валы, обладающие в целом северо-западными простираниями и приуроченные к соответствующим одноименным крупным антиклиналям (см. рис. 1). Наибольшей протяженностью обладает Чулькызыл-Тюлькуламский вал (до 100 км), наименьшей — Шинтасский (25–30 км).

Как известно по работам В.Н.Комкина, Р.М.Антонюка, Н.А.Афоничева, Н.А.Пупышева и др., основание разреза Северо-Балхашского антиклинория сложено раннегеосинклинальными базальтовыми и яшмово-терригенными толщами, возраст которых точно не установлен, но

ясна принадлежность к нижнему палеозою. Верхи этих толщ (Дьямен-шурукская свита) несомненно принадлежат к верхнему ордовики. Более высокая часть разреза сложена, главным образом, терригенными толщами силура, девона и низов карбона, вулканогенно-обломочными и вулканогенными породами верхнего палеозоя (таблица 2). Как показали В.А.Белый и Е.И.Петалаха, для всех толщ палеозоя устанавливается изменение фаций и мощностей отложений. При приближении к зонам гипербазитовых массивов происходит поглубение обломочного материала, сокращение мощностей разновозрастных толщ, устанавливаются местные источники сноса и местные несогласия; в размыв попадают наиболее древние раннегеосинклинальные базальтовые и яшмовые толщи, а начиная с силура и гипербазиты. По реконструкциям В.А.Белого и Е.И.Петалахи, все перечисленные выше зоны гипербазитовых массивов проявляли себя как устойчивые геосинклинальные поднятия в течение раннегеосинклинальной стадии и стадии зрелых геосинклиналей.

Гипербазиты Северо-Балхашского антиклинория, по Н.П.Михайлову, принадлежат габбро-перидотитовой формации (Михайлов, 1962; Михайлов, Москалева, 1972). Они образуют серию сравнительно небольших конформных к складчатой структуре массивов, заключенных преимущественно среди раннегеосинклинальных яшмово-базальтовых толщ, однако встречаются также среди пород силура, девона и карбона, в том числе среди позднепалеозойских орогенных вулканизов. Массивы сложены в основном серпентинитами, образовавшимися по гарцбургитам. Как установлено В.А.Белым и Е.И.Петалахой, гипербазиты Северо-Балхашского антиклинория интенсивно тектонизированы и представляют собой тектонический серпентинитовый меланж, насыщенный обломками всех прорываемых ими толщ, но главным образом обломками и глыбами пород яшмово-базальтовой итмурундинской свиты. В большом количестве также встречаются глыбы и обломки габброидов, редко жадеитов и родингитов. Во всех массивах серпентиниты интенсивно развальцованы в вертикальных плоскостях; характерны вертикальные линейность и планпараллельная ориентировка включений. Отдельные массивы, например массив Архарсу в пределах Итмурундинского вала, северные массивы Тиретайского вала, сложены в значительной степени габбро (Михайлов, 1962). Массивы габбро расположены среди яшмово-базальтовых толщ, обладают отчетливыми интрузивными контактами. В.А.Белым (1978) показано, что серпентинитовые тела закономерно приурочены к ядрам крупных антиклиналь-

Таблица 2

Соотношение стратифицированных толщ и гипербазитов Северо-Балхашского антиклинория
(по материалам В.И.Белого, Е.И.Паталахи, Н.П.Михайлова и др.).

Стратиграфические подразделения	Состав и мощность	Изменения строения в зависимости от положения относительно гипербазитовых валов	Соотношение с габбро-периidotитовым комплексом
нижний карбон	Вулканогенно-осадочные толщи на западе; песчаники, алевролиты, конгломераты - на востоке 300-500 м	появление грубообломочных пород вблизи гипербазитовых валов. Итмурундинский вал разделял области разных типов осадконакопления	прорваны протрузивными массивами серпентинитового меланжа
фаменский ярус	Алевролиты, песчаники, известняки, конгломераты, брекчии 550-1600 м	сокращение мощностей и появление грубообломочных пород вблизи Итмурундинского гипербазитового вала	
Нижний-средний девон, франский ярус	Вблизи гипербазитовых валов не известны		

Верхний ордовик	Силур	Песчаники, алевролиты, известняки, конгломераты, гравелиты, гравелито-брекчии 3000-3500 м	появление грубообломочных фаций вблизи гипербазитовых валов. В конгломератах - обломки гипербазитов	прорваны протрузивными массивами серпентинитов. В тектоническом меланже также породы ордовика и силура
	Джаманшуринская свита. Песчаники, алевролиты, конгломераты, туфы, липариты, порфириты 250-1600 м	сокращение мощности и появление грубообломочных пород вблизи гипербазитовых валов		
Нижний палеозой	Тюретайская свита. Яшмы, песчаники, алевролиты, базальты, гравелиты, брекчии 800-1000 м	появление грубообломочных пород вблизи гипербазитовых валов - местные области размыва	протрузивные массивы серпентинитового меланжа; в обломках и глыбах - габбро, плагиограниты, все породы нижнего палеозоя, амфиболиты. Интрузии габбро	
	Казыкская свита. Яшмы, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты 700-2000 м	сокращение мощностей, появление песчаников и конгломератов с местными гальками вблизи гипербазитовых валов		
	Итмурундинская свита. Базальты, туфы, яшмы, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, брекчии 100-3600 м	сокращение мощностей и появление обломочных пород вблизи гипербазитовых валов		

ных складок в разновозрастных толщах (от кембрия до перми), подчеркнута конформность их контактов по отношению к вмещающей складчатой структуре, сделан вывод о том, что внедрение массивов предопределяет морфологию вмещающих массивов складок. Контакты массивов во многих случаях следуют также вдоль разломов. По магнитометрическим данным массивы Чулькызыл-Толькулемского вала на глубине воссоединяются в единое тело (Кошкин, 1972).

Сумма приведенных данных позволяет предполагать, что протрузивные гипербазитовые массивы Северного Прибалхья объединяются на глубине в протяженные широкие (до 10–15 км) валы, уходящие своими корнями в мантию и предопределяющие положение постепенно растущих геосинклинальных поднятий внутри эвгеосинклинального прогиба.

Чарский гипербазитовый вал

Чарский гипербазитовый вал приурочен к ядру одноименного антиклинория, находящегося в центральной части Зайсанской варисцидской складчатой системы. Он прослеживается в северо-западном направлении на 120 км при ширине 10–20 км. Геологическое строение Чарского антиклинория определяется его положением в пределах Западно-Калбинской эвгеосинклинальной зоны и широким развитием приуроченных к его ядру гипербазитовых тел (рис. 5.). Вопросы стратиграфии, магматизма и тектоники Западно-Калбинской эвгеосинклинальной зоны в последние 10–15 лет рассматривались во многих работах (Давиденко и др., 1963; Севрюгин и др., 1965; Геология СССР, 1967; Нехорошев, 1966; Михайлов, 1958). В последние годы вопросы тектоники в связи с проблемой положения гипербазитов Чарского пояса были специально рассмотрены И.А.Ротарашем и Е.А.Гредюшко (1979), Н.В.Полянским (1978), П.В.Ермоловым, В.С. Кузбным, Н.В.Полянским (1978), Л.Д.Любецкой (1978). Автору, вместе с М.Ф.Микуновым и Е.А.Бабицевым, благодаря любезности И.А.Ротараша в 1975 г. в поле удалось осмотреть Чарский пояс и ознакомиться с главными фактами и геологическими соотношениями, послужившими основой для во многом справедливых выводов и заключений И.А.Ротараша и Е.А.Гредюшко.

В пределах Чарского антиклинория и соседствующих с ним прогибов Западно-Калбинской структурно-фацальной зоны развиты толщи силура, всего девона и нижнего карбона (Геология СССР, 1967; Давиденко и др., 1963; Севрюгин и др., 1965). Причем силурийские и девонские эвгеосинклинальные базальтоидно-яшмовые и кремнисто-терригенные толщи выходят на поверхность главным образом в ядре Чарско-

го антиклинория (табл. 3). Базальтово-яшмово-терригенная аркантиклинорная свита среднего-верхнего визе обладает значительной фациальной изменчивостью, приурочена к крыльям антиклинория и к соседствующим с ним прогибам. Наиболее молодыми членами разреза прогибов являются главным образом терригенные толщи намора, среднего и верхнего карбона, вулканогенно-терригенные толщи перми (Геология СССР, 1967). Для рассматриваемой проблемы наибольший интерес представляет эвгеосинклинальный разрез; основание его не известно.

Лежащий в низах разреза терригенно-кремнистый силур обнажен на незначительной площади. Примечательной чертой Чарского антиклинория является широкое развитие в его ядре рифовых массивов, образованных водорослевыми, водорослево-мшечковыми известняками нижнего, среднего и верхнего девона, визе. Во многих случаях массивы рифовых известняков ограничены разломами, обременены гипербазитовыми телами, но несомненно принадлежат эвгеосинклинальным сериям Западно-Калбинской зоны. Наиболее хорошо это видно в южной части Чарского вала в урочище Карауткуль, где рифовые массивы нижнего девона заключены среди яшмово-базальтоидных толщ, имеются явные замещения известняков лавами и туфами базальтов, обломочные пририфовые фации. Наличие рифовых массивов, устойчиво формировавшихся на протяжении длительной геологической истории, не вызвало сомнения и отмечалось во всех стратиграфических сводках (Геология СССР, 1967 и др.). Попытки считать рифовые массивы Чарского анти-

Рис. 5. Схема положения Чарского мантийного вала в структуре Зейсенской варисципийской складчатой системы (составлена по "Тектонической карте области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий" м-ба 1:1500000, 1979 г.).

1-5 - Поздние варисциды: 1 - гипербазитовый вал Чарского антиклинория; 2 - массивы гипербазитов, связанные с глубинными разломами; 3 - офиолитовый комплекс ($B_2-D-C_1V_2$) Западно-Калбинской структурно-фациальной зоны; 4 - терригенный комплекс Калба-Нарымской структурно-фациальной зоны; 5 - позднегоэосинклинальные терригенные, в том числе молассовые, прогибы; 6 - ранние варисциды, участки проявления саурской складчатости; 7 - выступы гранитно-метаморфического фундамента; 8 - относительно неглубокое положение гранитно-метаморфического фундамента по геофизическим данным; 9 - поздневарисципийские гранитоиды; 10 - глубинные разломы; II - зоны интенсивного динамометаморфизма

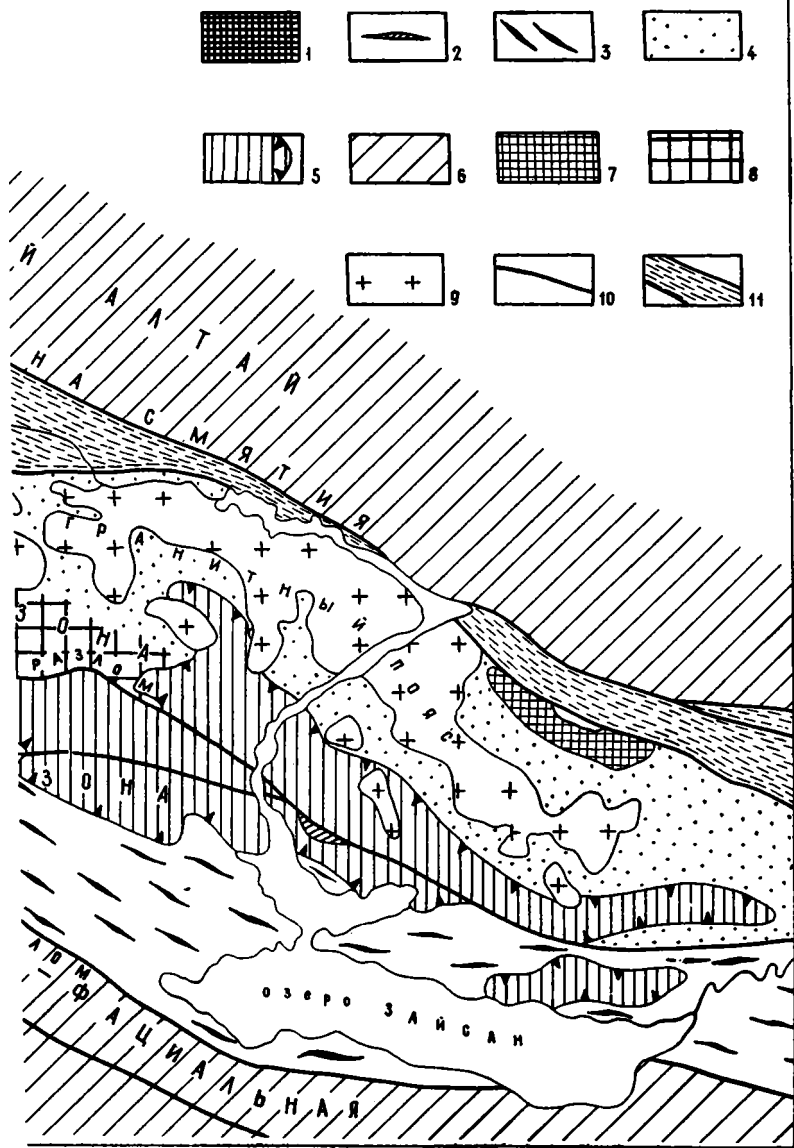


Таблица 3

Соотношения стратифицированных толщ Западно-Калбинской структурно-фациальной зоны и гипербазитов Чарского антиклинория (по материалам Н.А.Севрюгина, И.А.Ротарева, Е.А.Гредюшко, Н.В.Полянского и других)

Стратиграфическое подразделение	Состав и мощность	Изменение строения в зависимости от положения относительно Чарского гипербазитового вала	Соотношение с габбро-периidotитовым комплексом
Намюр, средний и верхний карбоон	<u>Кокпектинская, Буконьская, майтютинская свиты</u> . Главным образом континентальные, внизу морские терригенные обломочные отложения (песчаники, конгломераты и пр.). Распространены в прогибах Западно-Калбинской зоны 6000-8000 м	на юго-западном крыле антиклинория в основании кокпектинской свиты галька гипербазитов. Галька гипербазитов в конгломератах майтютинской свиты	в серпентинитовом меланже у пос. Боко - глыбы пород верхнего палеозоя
Нижний карбоон (визе)	<u>Аркадыкская свита</u> . Песчаники, элевролиты, базальтоиды, яшмы, кремнистые сланцы, известняки, конгломераты 2000-4000 м	выпадение нижних горизонтов свиты, рифовые массивы известняков, обломки гипербазитов в известняках и песчаниках	протрузивные внедрения гипербазитов в рифовые известняки
Турнейский ярус	В пределах антиклинория турнейский и низы визейского яруса неизвестны		

9141-хII 841	Верхний девон	Базальты, яшмы, песчаники, конгломераты, водорослевые известняки 500-700 м	рифовые известняки в ядре Чарского антиклинория. В конгломератах Франского яруса - галька гипербазитов	протрузивно прорваны серпентинитовым меланжем с обломками габбро, диабазов, диоритов, плагиогранитов, габбро-амфиболитов, базальтов, известняков, яшм, кварцитов, слюдяно-кварцево-полевошпатовых сланцев
	Средний девон	Базальты, песчаники, туфы, агломератовые туфы, яшмы, конгломераты, гравелиты, рифовые амфиболовые известняки 2000-2500 м	рифовые массивы живетского возраста приурочены к ядру антиклинория. В живетских известняках - обломки серпентинитов	
	Нижний девон	Базальтоиды, их туфы, яшмы, кремнистые алевролиты, рифовые водорослево-мшанковые известняки 2300-2800 м	рифовые массивы известняков мощностью 200-600 м приурочены к ядру антиклинория	
	Верхний силур	Кремнистые сланцы, яшмы, алевролиты, известняки, песчаники 400-500 м	?	?

клинория эллоттонными и находящимися в олистостромах крайне не уоодителъны (Полянскй, 1978; Гредюшко и др., 1978). На турнейскй век и начало вйзе в пределах Чарского антиклинорйя приходитсй перерыв в осадконакоплении и, по-видимому, интенсивный размыв. В это время в прогибах Западно-Калбинской зоны, обрамлявших Чарский антиклинорйй, происходит накопление многокилометровых (до 4-5 км) терригенно-вулканогенных кояндинской и коконьской свит.

Тела гипербазитов в Чарском антиклинорйи занимают относительно большую площадь. По геофизическим данным, они на глубине воссоединяются, образуя единый гипербазитовый Чарский пояс, выделяющийся интенсивной магнитной аномалией (Любенкая, 1978). Гипербазиты Чарского пояса Н.П.Михайлов (1958) рассматривал как габбро-перидотитовую интрузивную формацию. Он отметил широкое проявление серпентинизации гарцбургитов и оливиновых пород, присутствие габбро как среди серпентинизированных гипербазитов, так и в виде отдельных самостоятельных массивов, наличие офитовых габбро, габбро-диабазов, габбро-амфиболитов, а также распространенность жильных габбро-диабазов, пироксенитов, габбро-пегматитов и др.

Серпентиниты Чарского пояса подвержены интенсивной тектонизации, рассланцованы, лиственитизированы. Местами в нем видны сохранившиеся от рассланцевания округлые глыбы серпентинизированных гипербазитов, включения обломков и глыб габбро, габбро-амфиболитов, яшм, основных вулканитов, известняков, обломочных кварцитов, амфиболитов и кварцево-сланцевых сланцев. Как было показано впервые И.А.Ротарашем и Е.А.Гредюшко, гипербазиты Чарского антиклинорйя образуют типичный тектонический серпентинитовый меланж. Для всех массивов антиклинорйя характерно вертикальное или крутонаклонное положение сланцеватости в серпентинитах. Серпентиниты в большинстве массивов претерпели многократные протрузивные перемещения. В окрестностях пос. Веро-Чар, по данным И.А.Ротараша, серпентиниты протрузивно внедрены в известняки среднего вйзе и в то же время эти же известняки и песчаники в изобилии содержат обломки серпентинитов. Вблизи села Перятинка конгломераты франского яруса налегают на размывы серпентиниты, содержат их обломки и глыбы. Размыв серпентинитов устанавливается в основании живетских известняков (Ротараш, Гредюшко, 1974). Давно уже было известно налегание на гипербазиты намюрских отложений. Е.А.Гредюшко и др. (1978) описывают олистостромы с обломками известняков, яшм, порфиритов, серпентинитов, песчаников в толщах среднекаменноугольной

буконьской свиты, указывающие на продолжавшийся рост Чарского геосинклинального поднятия в позднем палеозое.

Все эти данные однозначно свидетельствуют о многократном протрузивном внедрении гипербазитов на протяжении девонского и каменноугольного периодов и об одновременном, также неоднократном, их размыве в ядре Чарского антиклинория. Если при этом учесть, что в пределах Чарского антиклинория столь же длительно, возможно эпизодически возобновляясь, происходило рифообразование, то становится очевидной роль Чарского гипербазитового мантийного вала, предопределившего рост геосинклинального поднятия. Можно полагать, что Чарское внутрисинклинальное поднятие характеризовалось то воздыманием и размывами, превращаясь в островную гряду, то в его пределах происходило замедленное погружение и образование рифовых массивов. В соседних, сопряженных с антиклинорием прогибах в это время отложились многокилометровые вулканогенно-осадочные и осадочные толщи, указывающие на непрерывное опускание в их пределах.

На особый характер Чарского "инверсионного" антиклинория указывал ранее Н.А.Севрюгин, обращавший внимание на закономерное положение в его пределах рифовых известняковых массивов, выпадение отдельных стратиграфических единиц, например, турнейского яруса, местные несогласия и сокращение мощностей некоторых толщ (Геология СССР, 1967).

Обобщение геофизических материалов, выполненное Л.Д.Любецкой (1978), позволяет судить о некоторых особенностях глубинного строения Западно-Калбинской эвгеосинклинальной зоны. Так, устанавливается скрытое юго-западное продолжение Чарского антиклинория, погруженного под более молодые осадочные толщи на глубину до 2 км; в соседних прогибах эвгеосинклинальные базальтоидные серии предположительно силура-девона погребены на глубины 8-10 км. Юго-западным ограничением Западно-Калбинской зоны, по Л.Д.Любецкой, служит Боко-Кокпектинский глубинный разлом, вдоль которого известны небольшие тела гипербазитов, протрузивно внедренных в толщи нижнего карбона и верхнего палеозоя. И.А.Ротараш доказал здесь существование небольших позднепалеозойских надвигов эвгеосинклинального девона на толщи верхнего палеозоя. Северо-восточным ограничением эвгеосинклинальной зоны является Западно-Калбинский разлом.

Таким образом, общая ширина Западно-Калбинской эвгеосинклинальной зоны составляет 45-50 км. В ее центральной осевой части располагается Чарский гипербазитовый вал. Северным продолжением Чарского является Горностаевский гипербазитовый пояс, выявляемый по характерным магнитным аномалиям в Кулундинской степи (см.рис.

5). О его строении известно крайне мало; вероятнее всего оно аналогично строению Чарского пояса; их тектоническое положение также, по-видимому, сходно.

О заложении Западно-Калбинской эвгеосинклинали можно высказывать пока лишь самые общие предположения. Скорее всего эвгеосинклиналь заложилась в результате значительного разрушения и частичного раздвигания ранее существовавшей земной коры. В ядре Чарского антиклинория среди тектонического меланжа известны крупные блоки метаморфических пород, — помимо гранатовых амфиболитов здесь встречаются кварцево-сланцевые сланцы и белые зернистые слоистые кварциты, вероятно, возникшие по кварцевым песчаникам. В восточной части Западно-Калбинской зоны, по геофизическим данным Л.Д.Любечкая (1978) предполагает остаточный Центрально-Калбинский срединный массив, сложенный метаморфическими толщами. Выступы метаморфических толщ среди геосинклинального разреза палеозоя известны к юго-западу от Западно-Калбинского прогиба в пределах Кояндинско-Аркалыкской структурно-фациальной зоны.

Так или иначе, существование эвгеосинклинальной Западно-Калбинской зоны с Чарским мантийным гипербазитовым валом, выражавшимся в виде длительно развивавшегося геосинклинального поднятия, свидетельствует о значительном разрушении и раздвижении блоков ранее существовавшей земной коры. Формирование Чарского геосинклинального поднятия с приуроченным к его ядру растущим мантийным валом продолжалось в течение длительного времени, охватывало по крайней мере весь девон и раннекаменноугольную эпоху.

Общие черты строения и развития мантийных гипербазитовых валов

Описанные выше гипербазитовые валы Центрального и Восточного Казахстана могут рассматриваться как тектонотипы подобных структур. Они должны быть противопоставлены гипербазитовым поясам, связанным с глубинными разломами. Их распространение в Казахстане возможно ограничивается перечисленными примерами. Однако полной уверенности в этом нет, так как не все гипербазитовые пояса Казахстана достаточно полно изучены. Не исключено, что гипербазитовые пояса в

ядре Майкаин-Экибастузского антиклинория и зона серпентинитового тектонического меланжа на восточном склоне горы Агырек принадлежат к категории мантийных валов.

Следует высказать предположение о возможном распространении мантийных гипербазитовых валов. Скорее всего их можно ожидать в эвгеосинклинальных складчатых системах, обладающих сложным дугообразным расположением структурно-фациальных зон и заключающих разнообразные по размерам остаточные срединные массивы, то есть в складчатых системах казахстанского (центральноазиатского) типа. Могут они быть и в линейных складчатых эвгеосинклинальных системах типа Зайсанской. Однако в подобных линейных системах у них меньше возможностей сохраниться в связи с более поздними складчатостями, обычно следующими одним и тем же структурным планам.

Мантийные гипербазитовые валы следует рассматривать как структуры второго порядка внутри эвгеосинклинальных прогибов. Мантийные валы - неотъемлемая часть тех эвгеосинклинальных прогибов, которые возникли в связи с раздвигами земной коры, измеряемыми не менее чем километрами и первыми десятками км (10-20 км). Вероятно, каждый подобный раздвиг коры должен сопровождаться одновременным внедрением мантийного вещества.

Неосомненно существует тесная парагенетическая ассоциация базальтоидно-яшмовых серий и гипербазитов, что неоднократно в разных регионах земного шара подчеркивалось многими геологами и впервые Г.Штейнманом. Типичная офиолитовая ассоциация образуется только там, где степень деструкции ранее существовавшей земной коры была весьма значительна - при заложении геосинклиналей происходило не только раздробление земной коры глубинными разломами, но и частичное раздвижение ее блоков. Общая причина широкого проявления базальтового магматизма эвгеосинклиналей и образования гипербазитовых валов - большая степень проницаемости земной коры для мантийного вещества, поднимающегося либо в виде магматических базальтовых и гипербазитовых расплавов, либо в виде протрузирующих серпентинитов.

Общими чертами структуры и палеотектоники гипербазитовых мантийных валов являются следующие.

I. Гипербазитовые мантийные валы приурочены к антиклинориям, возникшим на месте конседиментационно развивавшихся геосинклинальных поднятий. Геосинклинали могли быть выражены как островными, так и подводными грядами. Они обнуеруживаются по местным длитель-

но существовавшим участкам локальных разрывов, несогласий, по сокращению мощностей, изменениям фаций отложений, в частности появлению длительно существовавших в одних и тех же поясах разновозрастных рифовых построек.

2. Рост геосинклинальных поднятий над гипербазитовыми валами начинается в эвгеосинклинальную стадию развития, но может продолжаться и позже вплоть до орогенного этапа, а возможно и позднее, после превращения орогена в складчатую область. На протяжении роста гипербазитовых валов с ними соседствуют энергично погружающиеся участки — конседиментационные прогибы разных типов. Дифференциация эвгеосинклинальной системы на прогибы и связанные с гипербазитовыми валами интрагеосинклинальные поднятия происходит, таким образом, на начальных стадиях развития эвгеосинклинали одновременно или сразу же вслед за ее заложением.

3. Внутреннее строение гипербазитовых валов определяется широким распространением серпентинитов и серпентинизированных пород, всегда подверженных тектонизации и образующих серпентинитовый меланж. Обычно тектонический серпентинитовый меланж включает глыбы габбро, габбро-амфиболитов, габбро-диабазов, породы яшмово-базальтового комплекса, но кроме того, любые породы прорываемых протрузивно толщ. Во всех рассмотренных выше примерах гипербазитовых валов развальцевание и сланцеватость в серпентинитовом меланже занимает вертикальное или близвертикальное положение, свидетельствующее о вертикальном перемещении серпентинизированных гипербазитов.

Механизм внедрения гипербазитов представляется как сложный интрузивно-протрузивный процесс. Можно предполагать, что он возникает на больших глубинах и начинается дифференциацией вещества мантии и отделения базальтовых (габбровых) расплавов, поднимавшихся над растущим гипербазитовым валом, изливавшихся и внедрявшихся интрузивно. По мере потери тепла с приближением к поверхности гипербазиты насыщались водой, испытывали серпентинизацию и получали возможность протрузивного перемещения. Обладая большим запасом тепловой энергии на глубине, серпентинизированные гипербазиты могли оказывать контактовые воздействия, приводившие к образованию пироксеновых амфиболитов, габбро-амфиболитов и затем родингитов. Внедрение серпентинитов в верхние структурные этажи приводило к их насыщению обломками и глыбами любых прорываемых ими пород и образованию серпентинитового тектонического

меланжа. Приповерхностное перемещение тектонизированных серпентинитов происходило протрузивным путем при почти полной потере тепла. Малая вязкость гипербазитов предопределяет возможность их протрузивного внедрения и специфику гипербазитовой тектоники. Используя удачный термин Е.И.Поталахи (1978), перемещение развальцованных серпентинитов по близпараллельным вертикальным плоскостям можно назвать тектоническим потоком. Механизм перемещения серпентинизированных гипербазитов, очевидно, связан с их выдавливанием с глубины. Возможно, какую-то роль играло выжимание мантийного вещества в ядра поднятий из-под сопряженных глубоких прогибов.

Многочисленные протрузивные внедрения, размывы и переотложение гипербазитов в осадочных породах в пределах одного и того же гипербазитового вала свидетельствуют о длительности перемещения мантийного вещества к поверхности. Поступление мантийного вещества к земной поверхности порождало образование тектонически расчлененного контрастного рельефа в эвгеосинклиналях, что могло приводить к появлению олистостром тектонического происхождения, местных надвиговых структур. Причиной последних могло быть "разваливание" геосинклинальных поднятий в стороны соседних прогибов, а также наложившиеся более поздние деформации. Усложнение структуры зон тектонического меланжа происходило на протяжении всей последующей истории. Их наиболее существенные структурные преобразования были связаны с более поздними складчатостями и эпохами регионального сжатия.

Намеченная схема процесса исходит главным образом из геологических соотношений; необходима ее обстоятельная петрологическая доработка.

Реконструируемые палеотектонические обстановки образования мантийных валов не имеют ничего общего с тектонической обстановкой океанов. Участки мантийных выступов в виде геосинклинальных валов нельзя сравнить с "океантическим дном" ни по масштабам, ни по их тектонической роли. Из приведенных материалов также очевидна несостоятельность идеи спрединга для объяснения эволюции палеозойских геосинклиналей Казахстана. Ограниченные раздвиги земной коры при заложении эвгеосинклиналей несомненно имели место, возможно были повторные раздвиги (например, в Тектурмасском антиклинории), но нет решительно никаких данных в пользу перманентного длительного раздвигания земной коры, необходимого для механизма спрединга.

Литература

Антоник Р.М. Докембрий северо-востока Центрального Казахстана. - В сб.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск.ун-та, 1971.

Антоник Р.М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана. - В сб.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., "Наука", 1974.

Антоник Р.М., Тенякова Р.Г. Фаунистическая характеристика раннегеосинклинальных отложений Тектурмасского антиклинория в Центральном Казахстане. - "Докл. АН СССР", 1977, т. 235, № 4.

Афоницев Н.А. Древние толщи Северного Прибалхашья и Джунгарии. - В сб.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.

Белый В.А. Некоторые особенности строения зон серпентинитового меланжа Северо-Балхашского антиклинория. Информ.сборник научно-исслед.работ 1975 г. ИГН им. К.И.Сатпаева АН КазССР", Алма-Ата, 1976.

Белый В.А. Особенности геологического строения Северо-Балхашского антиклинория в связи с гипербазитами. -Автореф.дисс. на соискание уч.степ.канд.геолого-минер.наук. Алма-Ата, 1978.

Беспалов В.Ф., Шелепова Т.Н. Развитие внутренней зоны нижнепалеозойской эвгеосинклинали Центрального Казахстана (Тектурмасский антиклинорий). - "Изв. АН КазССР, Сер.геол.", 1974, № 1.

Борисенок В.И. и др. Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ Центрального Казахстана. - "Бюлл. МОИП. Отд.геол.", 1979, т.55, вып. 4.

Борукаев Р.Н. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана, М., Госгеолтехиздат, 1955.

Богданов А.А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна. - "Изв.АН СССР. Серия геол.", 1958, № 4.

Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - "Бюлл. МОИП. Отд.геол.", 1959, т. XXXIV, вып. 1.

Геология СССР. т. X I. Восточный Казахстан, часть I. Геологическое описание. М., "Недра", 1967.

Герасимов Н.А., Дубинин С.В., Зардиашвили Н.И. О возрасте кремнисто-терригенного комплекса Атасуйского антиклинория (центральный Казахстан). - "Докл. АН СССР", 1977, т. 235, № 1.

Гредюшко Е.А., Ротараш И.А., Самыгин С.Г. Олигостромовые комплексы Юго-Западного Алтая. "Докл. АН СССР", 1978, т. 243, № 1.

Давиденко В.В., Ипатов А.Я., Киселев А.К. Вопросы стратиграфии силура и девона Чарской структурно-фациальной зоны. - "Изв. АН КазССР. Серия геол.", 1963, вып. 5.

Ермолов П.В., Кузубный В.С., Полянский Н.В. Состав и строение кристаллического фундамента Зайсанской складчатой системы. - "Докл. АН СССР", 1978, т. 239, № 4.

Зоненшайн Л.П. Модель развития геосинклинального процесса (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). - В сб.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., "Наука", 1974.

Кошкин В.Я. К вопросу о возрасте спилито-яшмового комплекса Северного Прибалхашья. - В сб.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск.ун-та, 1971.

Кошкин В.Я. Северо-Балхашский антиклинорий. Тектоника. - В кн.: Геология СССР, т. XX. Центр.Казахстан, кн. 2. М., "Недра", 1972.

Любецкая Л.Д. Особенности глубинного геологического строения и поисковые критерии оруденения золота Западно-Калбинской зоны (Восточный Казахстан). - Автореф. дисс. на соискание уч. степ.канд. геолого-минер.наук, Алма-Ата, 1978.

Михайлов Н.П. Общие закономерности распространения ультраосновных и основных интрузий в Восточном Казахстане. - "Сов. геол.", 1958, № 7.

Михайлов Н.П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. - "Труды ВСЕГЕИ", т. 80, 1962.

Михайлов Н.П., Москалева В.Н. альпинотипные ультраосновные интрузии. Дунит-пироксенит-габбровая формация. - В кн.: Геология СССР, т. XX, № 1, "Недра", 1972.

Мехорощев В.П. Тектоника Алтая, М., "Недра", 1966.

Паталаха Е.И. Законы и модель дислокационного процесса. - "Изв. АН КазССР. Серия геол.", 1978, № 3.

Паталаха Е.И., Белый В.А. Офиолиты Северного Прибалхашья: аллохтон или автохтон? - "Изв. АН КазССР. Серия геол.", 1977, № 2.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - "Геотектоника", 1969, № 4.

Пейве А.В. и др. Палеозонды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. - "Сов. геол.", 1972, № 12.

Полянский Н.В. Нижнекаменноугольные олистостроми Зайсанской складчатой системы. - "Докл. АН СССР", 1978, т. 241, № 3.

Пупышев Н.А., Зейкина А.В., Зейканова В.С., Смирнова Н.А. Стратиграфия древних толщ Ерементәу-Зайилийской и Джунгаро-Балхашской складчатых систем. В сб.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971.

Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия и палеозоя Восточного Казахстана в 1971 г., Л., "Недра", 1976.

Ротараш И.А., Гредюшко Е.А. История формирования и строение серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой системы. - "Геотектоника", 1974, № 4.

Сейделин О.А. Эволюция континентальной земной коры и динамика геосинклинального процесса Урало-Монгольского пояса. - "Вестн. АН КазССР", 1975, № 1.

Севрюгин Н.А., Лившиц М.Б., Синдин И.К. Геологическое строение юго-западной части Зайсанской эвгеосинклинали. - В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 3 (28), М., "Наука", 1965.

Тектоническое строение Казахстана. Алма-Ата, 1975.

Шелепова Т.Н. Геологическое развитие Тектурмасской складчатой зоны Центрального Казахстана (по геолого-геофизическим данным). - Авторф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геолого-минер. наук, Алма-Ата, 1974.

От редактора.	3
-----------------------	---

Вводный раздел

Главные направления и результаты геологических исследований Казахстанской экспедиции МГУ в 1974–1978 годах (Е.А.Бабичев, И.Л.Дорохов, Ю.А.Зайцев)	4
---	---

Основные задачи геологического изучения Центрального Казахстана на ближайшие 10–15 лет (Р.М.Антоник, В.М.Бекман, Н.Л.Гасай, И.В.Орлов, В.М.Шульга)	14
--	----

Стратиграфия и магматизм

Докембрий

Геология докембрийских метаморфических толщ Актау-Моин- тинского антиклинория (Ю.А.Зайцев, С.Б.Розанов, Л.И.Филатова)	22
--	----

Некоторые результаты литологического изучения протерозой- ских сланцево-кварцитовых толщ Актау-Моинтинского антиклинор- ия (Н.И.Гвоздик)	41
--	----

Нижний палеозой

Структурно-фациальная зональность и палеотектонические обстановки накопления нижнепалеозойских эвгеосинклинальных комплексов Казахстана (Ю.А.Зайцев, Е.А.Бабичев, В.И.Борисё- нок, Н.А.Герасимова, О.В.Минервин, М.З.Новикова, Л.Т.Прота- севич, С.Б.Розанов)	56
---	----

Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных вул- каногенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Ишкескольского и Ерементау-Ниязского антиклинориев (М.З.Новикова, В.И.Бори- сёнок, К.Буяковска, С.В.Дубинина, Н.А.Герасимова, О.В.Минер- вин)	85
--	----

Геосинклинальные базитовые комплексы северо-востока Центрального Казахстана и их металлогения (Э.М.Спиридонов)	102
---	-----

Ультрабазиты Тектурмасского антиклинория (И.Е.Кузнецов)	122
---	-----

Мантийные гипербазитовые валы – особый тип геосинклина- льных глубинных структур в палеозойских эвгеосинклиналях Казахстана (Ю.А.Зайцев)	140
--	-----

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Книга 1. Вопросы геологии докембрия
и нижнего Казахстана

Заведующая редакцией И.И.Шехура
Редактор Е.Е.Сура
Технический редактор Е.Д.Захарова

Подписано к печати 11.07.80 Л- 23414 Формат 60х90/16
Бумага тип. №3. Офсетная печать. Усл. печ. л. 11,5+1 квл.
(0,25). Уч.-изд. л. 10,92. Зак. ~~17/6~~ Тираж 650 экз.
Цена 85 коп.

Заказная

Издательство Московского университета
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы

Цена 85 коп.



**Издательство
Московского университета**